

Experimentelle Untersuchungen zum Einfluss
physikalischer
Bodeneigenschaften auf die Rillenerosion

Der Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau
eingereichte

Dissertation

Zur Erlangung des akademischen Grades

doctor rerum naturalium

Dr. rer. nat.

vorgelegt

von Dipl. Geoökologe Falk Hieke

geboren am 14. September 1975 in Greiz

Freiberg, den 26.06.2009

Danksagung

Mein Dank gilt allen, die das Forschungsvorhaben unterstützt und begleitet haben. Im ganz besonderen Maße sind das Prof. Dr. J. Schmidt, Dipl.-Ing. Ralf Tackmann, Dr. A. Michael, Prof. Dr. H.-B. Horlacher, Herr Sekul, Herr Martin, Frau Hahnewald, C. Zimmermann, A. Schob und S. Stahl. Nicht vergessen möchte ich dabei die unzähligen fleißigen Helfer, ohne die die vielen Versuche gar nicht möglich gewesen wären.

Prof. Dr. J. Schmidt, Dr. E. Richert und C. Doerfel möchte ich für die kritische Durchsicht und die konstruktiven Anmerkungen zum Manuskript danken. Sehr zu meinen Vergnügen habe ich die Kritiken von Dr. E. Richert zu den „abgefahrenen Funktionen“ zur Kenntnis genommen.

Nicht zuletzt gilt mein herzlichster Dank meiner Familie für die Unterstützung und die entgegengebrachte Geduld.

Der DFG möchte ich für die finanzielle Ausstattung des Forschungsprojektes (Förder-Nr.: SCHM 1373/7-2) danken.

Kurzfassung

Der Einfluss bodenspezifischer Größen auf die Rillenerosion wurde in Überströmungsversuchen in einem eigenen dafür konstruiertem Kleingerinne untersucht. Die Neigung des 2 m langen und 0,1 m breiten Gerinnes wurde dafür zwischen 2, 4 und 6 % variiert. Im Gerinne wurden zum einen natürliche Böden zum anderen künstliche, aus Schluff und Sand gemischte Substrate mit $0,060 \text{ l*s}^{-1}$, $0,125 \text{ l*s}^{-1}$ und $0,300 \text{ l*s}^{-1}$ überströmt. Die Körnung der natürlichen Böden reichte von stark schluffig bis sandig-lehmig, die der künstlichen Substrate von stark schluffig bis sandig. Die künstlichen Substrate wiesen im Gegensatz zu den natürlichen Böden keine Aggregation auf und waren frei von organischer Substanz.

Zu Beginn der Versuche wird der Boden zunächst flächig überströmt. Währenddessen bilden sich Mikrorillen auf der Gerinnesohle aus. Selektiver Sedimenttransport bewirkt die Akkumulation der nicht transportablen Fraktion auf der Bodenoberfläche, wodurch sich Rippel bilden. Über den Rippeln formen sich stehende Wellen im Abfluss. Die stehenden Wellen erzeugen Sohlschubspannungsspitzen auf die Gerinnesohle, welche zu verstärkter lokaler Erosion, zur Ausbildung von Mikrodepressionen und im weiteren zur Entstehung von Rillenköpfen führen. Die Rillenköpfe wandern entgegen dem Gefälle und hinterlassen Rillen, in denen sich der Abfluss konzentriert. In den Rillen können weitere Rillenköpfe entstehen.

Anhand des Beginns der Rillenerosion, der Rillenkopfneubildungsrate, dem Erosionsfortschritt der Rillenköpfe, der Bestandsdauer der Rillenköpfe und der Sedimentkonzentration im Abfluss kann das Phänomen „Rillenerosion“ erfasst und quantifiziert werden. Diese erosions-spezifischen Kennwerte zeigen sich dabei in Abhängigkeit von bodenspezifischen Größen, wie der Lagerungsdichte, der Korngrößenzusammensetzung sowie der Aggregatgrößenverteilung und -stabilität. Aus den Korrelationsanalysen zwischen den bodenspezifischen Größen und den spezifischen Kennwerten der Rillenerosion leiten sich empirische Beziehungen ab. Diese Beziehungen sind nicht-linearer und nicht-stetiger Natur.

Parallel zu den Versuchen im Kleingerinne wurden Überströmungs- und Beregnungsversuche in einem Großgerinne durchgeführt. Die Projektion der laborativen Ergebnisse des Kleingerinnes auf das naturnahere Großgerinne zeige dabei Parallelen.

Inhaltsverzeichnis

1	EINFÜHRUNG	1
1.1	Problem und Ziel.....	1
1.2	Kennzeichnende Größen der Gerinneversuche.....	4
1.2.1	Bodenspezifische Kennwerte	4
1.2.2	Hydraulische Kennwerte	4
1.2.3	Erosionsspezifische Kennwerte.....	5
1.3	Stand der Forschung.....	6
1.3.1	Prozess der Rillenbildung.....	6
1.3.2	Beteiligung bodenspezifischer Größen an der Rillenerosion.....	7
1.3.3	Beteiligung hydraulischer Größen an der Rillenerosion	10
1.3.4	Modelle zur Simulation von Rillenerosion	14
2	GRUNDLAGEN, MATERIAL UND METHODEN	15
2.1	Versuchsböden.....	15
2.1.1	Bodenanalyse	16
2.1.1.1	Vorbereitung der Substrate.....	16
2.1.1.2	Körnungsanalyse	16
2.1.1.3	Aggregatgrößenverteilung.....	16
2.1.1.4	Aggregatstabilität	16
2.2	Gerinneversuche.....	18
2.2.1	Kleingerinne	18
2.2.1.1	Gerinneaufbau	18
2.2.1.2	Versuchsdurchführung	19
2.2.1.3	Probleme der Versuchsdurchführung.....	21
2.2.2	Großgerinne.....	22
2.3	Kennwerte	24

2.3.1	Bodenspezifische Kennwerte	24
2.3.1.1	Ableitung von Kenngrößen aus der Korngrößenverteilung	24
2.3.1.2	Ableitung der Aggregatstabilität	25
2.3.1.3	Lagerungsdichte	26
2.3.1.4	Partikelrauigkeit	26
2.3.2	Hydraulische Kennwerte	27
2.3.2.1	Fliesstiefenmessung	27
2.3.2.2	Fliessgeschwindigkeitsmessung	28
2.3.2.3	Sohlneigung	28
2.3.2.4	Strömungsdynamik	29
2.3.3	Spezifische Kennwerte der Rillenerosion	31
2.3.3.1	Beginn der Rillenerosion	32
2.3.3.2	Rillenkopfanzahl und Rillenkopfneubildungsrate	32
2.3.3.3	Erosionsfortschritt der Rillenköpfe	32
2.3.3.4	Bestandsdauer der Rillenköpfe	33
2.3.3.5	Sedimentkonzentration	33
2.3.3.6	Formrauigkeit	33
3	ERGEBNISSE	34
3.1	Bodenspezifische Kennwerte	34
3.1.1	Primärkörnung und organischer Kohlenstoff	34
3.1.2	Aggregatstabilität	36
3.1.3	Lagerungsdichte	37
3.1.4	Partikelrauigkeit	38
3.1.5	Infiltration	39
3.2	Hydraulische Kennwerte	41
3.2.1	Fliesstiefe und Fliessgeschwindigkeit	41
3.2.2	Reynolds- und Froude-Zahl	43
3.2.3	Sohlschubspannung und Sohlschubspannungsgeschwindigkeit	44
3.3	Prozesse und spezifische Kennwerte der Rillenerosion	46
3.3.1	Prozessbeschreibung	46
3.3.2	Beginn der Rillenerosion	50
3.3.3	Anzahl an Rillenköpfen und Rillenkopfneubildungsrate	50

3.3.4	Erosionsfortschritt der Rillenköpfe	52
3.3.5	Bestandsdauer der Rillenköpfe.....	54
3.3.6	Formrauigkeit	55
3.3.7	Sedimentkonzentration im Oberflächenabfluss	55
 4 INTERPRETATION DER GEMESSENEN GRÖßEN UND BEOBACHTETEN PHÄNOMENE		
4.1 Flächenhafter Abfluss		58
4.2 Rillenerosion		64
4.2.1	Beginn der Rillenerosion.....	64
4.2.1.1	Kritische Sohlschubspannung, kritische Froude-Zahl	64
4.2.1.2	Körnung.....	66
4.2.1.3	Kritische Froude-Zahl	72
4.2.1.4	Aggregatstabilität und d90 der Aggregatgrößenverteilung.....	75
4.2.1.5	Lagerungsdichte	77
4.2.1.6	Fliessgeschwindigkeit	78
4.2.1.7	Reynoldszahl	79
4.2.2	Rillenkopfneubildungsrate	79
4.2.2.1	Lagerungsdichte	79
4.2.2.2	Aggregatstabilität und d90 der Aggregatgrößenverteilung.....	82
4.2.3	Erosionsfortschritt	85
4.2.3.1	Lagerungsdichte	85
4.2.3.2	d90 der Aggregatgrößenverteilung.....	87
4.2.4	Bestandsdauer der Rillenköpfe.....	88
4.2.4.1	Lagerungsdichte	88
4.2.4.2	d90 der Aggregatgrößenverteilung.....	89
4.2.5	Sedimentkonzentration.....	90
4.2.5.1	Rillenkopfneubildungsrate	90
4.2.5.2	Aggregatstabilität und d90 der Aggregatgrößenverteilung.....	92
4.2.5.3	Fliessgeschwindigkeit	94
4.2.6	Formrauigkeit	95
4.2.7	Sohlneigung.....	97
4.3 Rillenerosion und Verschlämmung		99

4.4	Projektion der laborativen Ergebnisse auf naturnahe Gerinne	102
4.4.1	Erosionsfortschritt der Rillenköpfe	103
4.4.2	Rillenkopfanzahl und Rillenkopfneubildungsrate.....	104
4.4.3	Sedimentkonzentration.....	105
5	NUTZEN UND ANWENDUNG DER ERGEBNISSE HINSICHTLICH DER ERGÄNZUNG BESTEHENDER EROSIONSMODELLE	108
6	ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK	113
7	REFERENZEN	118
8	ANHANG.....	128

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1.1: Rillenerosion auf lössbürtigem Boden.....	2
Abbildung 1.2: Verschlämmung und Überdeckung von Ackerflächen.....	2
Abbildung 2.1: Anlagenschema des Kleingerinnes der TU Freiberg (Zeichnung: Tackmann)	18
Abbildung 2.2: Einlaufbereich des Kleingerinnes	19
Abbildung 2.3: Verglaste Seitenfront des Kleingerinnes; Ableitung des Drainagewassers in Messzylinder.....	19
Abbildung 2.4: Auffangbereich des sedimentbeladenen Oberflächenabflusses	19
Abbildung 2.5: Auffangbereich mit Schmutzwasserpumpe und Rückförderung	19
Abbildung 2.6: Laserapparatur zur Rauigkeitsbestimmung.....	19
Abbildung 2.7: Zerstörung der plan abgezogenen Bodenoberfläche durch aufsteigende Luftblasen	22
Abbildung 2.8: Aufsteigende Luftblasen	22
Abbildung 2.9: Beginnende Ausspülung entlang der Seitenwände.....	22
Abbildung 2.10: Großgerinne im Wasserbaulabor der TU Dresden.....	23
Abbildung 2.11: Ableitung der Parameter x_0 und p von der Körnungssummenkurve auf Grundlage der Gleichung 2.1	25
Abbildung 2.12: Schema des Einflusses der Aggregatstabilität auf den Parameter t auf Grundlage der Gleichung 2.2.....	26
Abbildung 2.13: Geotextil im unmittelbarem Einlauf des Kleingerinnes.....	32
Abbildung 3.1: Körnungssummenkurven der natürlichen Böden FG B4-8; für den Boden FG B7 sind die Analysenergebnisse der Dispergierung dargestellt.....	35
Abbildung 3.2: Körnungssummenkurven der künstlichen Substrate.....	35
Abbildung 3.3: Darstellung des Parameters x_0 der natürlichen Böden und der künstlichen Substrate.....	36
Abbildung 3.4: Aggregatstabilitäten der im Kleingerinne eingesetzten natürlichen Böden..	37

Abbildung 3.5: Aufsteigende Rangordnung der mittleren Infiltrationsraten (MW aus Q_{1-3}).....	40
Abbildung 3.6: Korrigierte, mittlere Fließgeschwindigkeiten [$m \cdot s^{-1}$] im Kleingerinne (a = Beginn Überströmung; b = Beginn Rillenerosion; c = während der Rillenerosion); hier beispielhaft für Q_1	43
Abbildung 3.7: Präferentielle Fließbahnen mit ausgeprägtem Sedimenttransport auf der Gerinnesohle	46
Abbildung 3.8: Mikrorillen und erste Vertiefungen auf der Bodenoberfläche	46
Abbildung 3.9: Kreuzwellen im Abfluss des Kleingerinnes.....	47
Abbildung 3.10: Wellenfreier Oberflächenabfluss im Kleingerinne auf dem künstlichem Substrat FG QM.....	47
Abbildung 3.11: Verstärkte Erosion um ein größeres Einzelpartikel (a); vergrößerter Ausschnitt (b); Pfeile markieren Bereich verstärkter Erosion	48
Abbildung 3.12: Hinter Einzelpartikeln entstehende Sedimentfahnen im Oberflächenabfluss (a); vergrößerter Ausschnitt (b); Pfeile zeigen Sedimentfahnen	48
Abbildung 3.13: Rippel auf der Bodenoberfläche des Kleingerinnes.....	49
Abbildung 3.14: Ausbildung von „Terrassen“ auf FG QM durch dessen langsame Massenbewegung bei zunehmender Wassersättigung	49
Abbildung 3.15: Aufsteigende Rangordnung der mittleren Rillenkopfneubildungsrate im Kleingerinne (MW von Q_{1-3}) in Abhängigkeit des Bodens und der Sohlneigung	52
Abbildung 3.16: Aufsteigende Rangordnung des mittleren Erosionsfortschrittes der Rillenköpfe im Kleingerinne (MW von Q_{1-3}) in Abhängigkeit des Bodens und der Sohlneigung	53
Abbildung 3.17: Aufsteigende Rangordnung der mittleren Bestandsdauer der Rillenköpfe im Kleingerinne (MW über Q_{1-3}) in Abhängigkeit des Bodens und der Sohlneigung	54
Abbildung 3.18: Aufsteigende Rangordnung der mittleren Sedimentkonzentration im Kleingerinne über Q_{1-3} in Abhängigkeit des Bodens und der Sohlneigung..	57
Abbildung 4.1: Zusammenhang zwischen der mittleren, initialen Fliesstiefe [$m \cdot s^{-1}$] und dem d_{90} der Aggregatgrößenverteilung [μm] der natürlichen Böden	

	sowie dem d90 der Primärkörnung der künstlichen Substrate bei $I_s = 2 \%$ (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.1)	59
Abbildung 4.2:	Zusammenhang zwischen der mittleren, initialen Fließgeschwindigkeit $[m \cdot s^{-1}]$ und dem d90 der Aggregatgrößenverteilung $[\mu m]$ der natürlichen Böden sowie dem d90 der Primärkörnung der künstlichen Substrate bei $I_s = 2 \%$ (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.2)	59
Abbildung 4.3:	Zusammenhang zwischen der mittleren Lagerungsdichte $[g \cdot cm^{-3}]$ der natürlichen Böden sowie der künstlichen Substrate und der mittleren, initialen Fliesstiefe $[mm]$ (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.3) ..	61
Abbildung 4.4:	Zusammenhang zwischen der mittleren Lagerungsdichte $[g \cdot cm^{-3}]$ der natürlichen Böden sowie der künstlichen Substrate und der mittleren, initialen Fließgeschwindigkeit $[m \cdot s^{-1}]$ (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.4)	61
Abbildung 4.5:	Größe der Bodenpartikel im Kleingerinne.....	62
Abbildung 4.6:	Höhendifferenz im Rillenkopf.....	62
Abbildung 4.7:	Entwicklung der Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses im Kleingerinne (FG B5: Versuch 5 (Q_1 ; $I_s = 2 \%$))	63
Abbildung 4.8:	Zusammenhang zwischen der mittleren Sohlschubspannung τ bei einsetzender Rillenerosion und dem mittleren Beginn der Rillenerosion im Kleingerinne auf den natürlichen Böden sowie auf den künstlichen Substraten bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.5)	64
Abbildung 4.9:	Zusammenhang zwischen dem Körnungsparameter x_0 der natürlichen Böden sowie der künstlichen Substrate und der mittleren, kritischen Sohlschubspannung τ_{kr} im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.6)	67
Abbildung 4.10:	Einfluss des Sandanteils [Masse-%] der natürlichen Böden sowie der künstlichen Substrate auf den mittleren Erosionsbeginn bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ ($R^2 = 0,14$; $SD = 4,83$; $n = 21$; $p = 0,24$).....	68
Abbildung 4.11:	Einfluss des Schluffanteils [Masse-%] der natürlichen Böden sowie der künstlichen Substrate auf den mittleren Erosionsbeginn bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ ($R^2 = 0,41$; $SD = 4,02$; $n = 21$; $p = 0,009$).....	68
Abbildung 4.12:	Entstehung der Rillenerosion.....	69

Abbildung 4.13: Der Einfluss des Bodenparameters x_0 der natürlichen Böden sowie der künstlichen Substrate auf den mittleren Beginn der Rillenerosion bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ ($R^2 = 0,65$; $n = 21$; $p = 0,0003$)	71
Abbildung 4.14: Oberflächenabfluss auf FG QM ohne stehende Wellen.....	72
Abbildung 4.15: Oberflächenabfluss mit stehenden Wellen.....	72
Abbildung 4.16: Zusammenhang zwischen dem Bodenparameter x_0 der natürlichen Böden sowie der künstlichen Substrate und der mittleren kritischen Froude-Zahl Fr_{kr} bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ ($R^2 = 0,39$; $SD = 0,41$; $n = 27$; $p = 0,002$)	73
Abbildung 4.17: Abpflasterung der Gerinnesohle im Kleingerinne durch große Einzelpartikel	75
Abbildung 4.18: Beziehung zwischen der Aggregatstabilität und dem mittleren Beginn der Rillenerosion ($R^2 = 0,71$; $SD = 3,02$; $n = 6$; $p = 0,15$).....	76
Abbildung 4.19: Beziehung zwischen der Aggregatgrößenverteilung und dem mittleren Beginn der Rillenerosion ($R^2 = 0,81$; $SD = 2,39$; $n = 6$; $p = 0,07$)	77
Abbildung 4.20: Beziehung zwischen der mittleren Lagerungsdichte und dem mittleren Beginn der Rillenerosion ($R = 0,68$; $R^2 = 0,46$; $SD = 3,01$; $n = 9$; $p = 0,04$)	78
Abbildung 4.21: Beziehung zwischen der mittleren Fließgeschwindigkeit und dem mittleren Beginn der Rillenerosion.....	79
Abbildung 4.22: Beziehung zwischen der mittleren Lagerungsdichte und der mittleren Rillenkopfneubildungsrate auf natürlichen Böden bei $I_s = 2 \%$ (Regressionsfunktion: Gleichung 4.1; $R^2 = 0,35$; $SD = 0,018$; $n = 18$; $p = 0,065$).....	80
Abbildung 4.23: Akkumulation von unzureichend abtransportierten Partikeln	81
Abbildung 4.24: Beziehung zwischen der Aggregatstabilität (s. Tabelle 3.3; S. 37) und der mittleren Rillenkopfneubildungsrate (s. Anhang: Tabelle 8.16; S. 131) im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ ($R^2 = 0,99$; $SD = 0,002$; $n = 6$; $p = 0,012$)	84
Abbildung 4.25: Beziehung zwischen dem d_{90} der Aggregatgrößenverteilung (s. Tabelle 3.5; S. 38) und der Rillenkopfneubildungsrate (s. Anhang: Tabelle 8.16;	

S. 131) im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ ($R^2 = 0,20$; $SD = 0,018$; $n = 5$; $p = 0,79$)	84
Abbildung 4.26: Beziehung zwischen der mittleren Lagerungsdichte und dem mittleren Erosionsfortschritt auf natürlichen Böden bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ (Regressionsfunktion: Gleichung 4.2; $R^2 = 0,75$; $SD = 0,61$; $n = 18$; $p = < 0,001$)	85
Abbildung 4.27: Beziehung zwischen dem d_{90} der Aggregatgrößenverteilung und dem mittleren Erosionsfortschritt (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.8)	87
Abbildung 4.28: Durchschnittliche Bestandsdauer der Rillenköpfe im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ in Abhängigkeit der Lagerungsdichte der natürlichen Böden und der künstlichen Substrate (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.13)	88
Abbildung 4.29: Beziehung zwischen dem d_{90} der Aggregatgrößenverteilung und der mittleren Bestandsdauer auf natürlichen Böden im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.9)	89
Abbildung 4.30: Zusammenhang zwischen der mittleren Rillenkopfneubildungsrate [$R_{\text{ill}_{\text{Anz}}} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{min}^{-1}$] und der mittleren Sedimentkonzentration [$\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$] im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ ($R^2 = 0,58$; $SD = 0,86$; $n = 24$; $p = < 0,001$)	90
Abbildung 4.31: Depositionsbereich im Kolk eines Rillenkopfes (eingekreist); aufgenommen im Kleingerinne	91
Abbildung 4.32: Beziehung zwischen der mittleren Sedimentkonzentration und der Aggregatstabilität im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ (statistische Parameter für die Regression Q_{1-3} s. Anhang: Tabelle 8.10); Die gestrichelte Regressionslinie wurde ohne das markierte Datenpaar erstellt und verdeutlicht die Tendenz abnehmender Sedimentkonzentrationen hin zu labilen Aggregaten	93
Abbildung 4.33: Beziehung zwischen der mittleren Sedimentkonzentration und dem d_{90} der Aggregatgrößenverteilung im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.11)	94

Abbildung 4.34: Beziehung zwischen der mittleren, initialen Fliessgeschwindigkeit und der Sedimentkonzentration der natürlichen Böden und der künstlichen Substrate bei $I_s = 2, 4$ und 6% (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.12)	95
Abbildung 4.35: Beispiel zur Dynamik der Oberflächenmorphologie (Formrauigkeit) während eines Überströmungsversuches im Kleingerinne	96
Abbildung 4.36: Einfluss der Formrauigkeit, ausgedrückt als relative Standardabweichung, auf die mittlere Sedimentkonzentration der natürlichen und künstlichen Böden im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ (Q_1 : $R^2 = 0,44$; $SD = 1,98$; $n = 8$; $p = 0,46$)	97
Abbildung 4.37 a) und b): Verschlammte Bodenoberfläche (Großgerinne; $I_s = 2 \%$)	99
Abbildung 4.38 a) und b): Aufbrechen der verschlammten Bodenoberfläche am Rillenkopf	100
Abbildung 4.39: Zusammenhang zwischen dem mittleren Erosionsfortschritt der Rillenköpfe, der mittleren Lagerungsdichte [$g \cdot cm^{-3}$] und der mittleren Infiltrationsrate im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$	101
Abbildung 4.40: Ungleichmäßig überströmte Gerinnebreite	103
Abbildung 4.41: Gegenüberstellung der mittleren Rillenkopfneubildungsraten und Sedimentkonzentrationen des Kleingerinnes bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ und des Großgerinnes bei einer Sohlneigung von $I_s = 6 \%$; gestrichelte Linie verdeutlicht Trend $\rho_{Rill} - c$ im Großgerinne; punktierte Linie verdeutlicht Trend $\rho_{Rill} - c$ im Kleingerinne	107
Abbildung 5.1: Funktionsverlauf der Gleichung 5.1 mit Gegenüberstellung der experimentellen Daten des Kleingerinnes bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$	110

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1.1:	Bodenspezifische Kennwerte	4
Tabelle 1.2:	Hydraulische Kennwerte	5
Tabelle 1.3:	Spezifische Kennwerte der Rillenerosion	5
Tabelle 2.1:	Herkunft der für die Gerinneversuche verwendeten Böden und Substrate	15
Tabelle 2.2:	Übersicht der durchgeführten Versuchsanordnungen im Kleingerinne (uvd = unverdichtet; tvd = trockenverdichtet; $Q_1 = 0,06 \text{ l*s}^{-1}$; $Q_2 = 0,125 \text{ l*s}^{-1}$ und $Q_3 = 0,3 \text{ l*s}^{-1}$)	21
Tabelle 3.1:	Primärkörnung, C_{org} und Körnung der verwendeten Substrate im Kleingerinne (S = Sand; U = Schluff; T = Ton)	34
Tabelle 3.2:	Körnungsparameter x_0 und p der natürlichen Böden und der künstlichen Substrate	36
Tabelle 3.3:	Aggregatstabilitäten der im Kleingerinne eingesetzten natürlichen Böden	37
Tabelle 3.4:	Mittlere Lagerungsdichten der in das Kleingerinne eingebauten natürlichen Böden und künstlichen Substrate (uvd = unverdichtet; tvd = trockenverdichtet)	38
Tabelle 3.5:	Rauigkeitshöhen [mm] der Bodenpartikel im Kleingerinne zu Beginn der Überströmung und unmittelbar beim Übergang von Flächen- zu Rillenerosion (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)	38
Tabelle 3.6:	Mittlere Infiltrationsraten [mm*min^{-1}] im Kleingerinne (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)	39
Tabelle 3.7:	Errechnete Fliesstiefen [mm] im Kleingerinne zu Beginn der Überströmung und beim Übergang von Flächen- zu Rillenerosion (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)	41
Tabelle 3.8:	Korrigierte, mittlere Fließgeschwindigkeiten [m*s^{-1}] im Kleingerinne (a = Beginn Überströmung; b = Beginn Rillenerosion; c = während der Rillenerosion) (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)	42

Tabelle 3.9:	Mittlere Reynoldszahlen im Kleingerinne zu Beginn der Überströmung und unmittelbar beim Übergang von Flächen- zu Rillenerosion (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2).....	44
Tabelle 3.10:	Mittlere Froude-Zahlen im Kleingerinne zu Beginn der Überströmung und unmittelbar beim Übergang von Flächen- zu Rillenerosion (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2).....	44
Tabelle 3.11:	Mittlere Sohlschubspannungen τ [$N \cdot m^{-2}$] zu Beginn der Überströmung und mittlere kritische Sohlschubspannungen τ_{kr} beim Übergang von Flächen- zur Rillenerosion im Kleingerinne (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2) ...	45
Tabelle 3.12:	Zeitspanne zwischen Überströmungs- und Erosionsbeginn [min] im Kleingerinne (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)	50
Tabelle 3.13:	Mittlere Anzahl an Rillenköpfen, Überströmungsdauer [min] sowie der Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} [$Rill_{Anz} \cdot m^{-1} \cdot min^{-1}$] im Kleingerinne (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)	51
Tabelle 3.14:	Mittlerer Erosionsfortschritt [$cm \cdot min^{-1}$] der Rillenköpfe im Kleingerinne (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)	53
Tabelle 3.15:	Mittlere Bestandsdauer der Rillenköpfe [min] im Kleingerinne für Q_{1-3} und mittlere Bestandsdauer über Q_{1-3} (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2).....	54
Tabelle 3.16:	Mittlere, relative Standardabweichung der Formrauigkeitshöhen im Kleingerinne (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)	55
Tabelle 3.17:	Mittlere Sedimentkonzentrationen c [$g \cdot l^{-1}$] im Abfluss des Kleingerinnes (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)	56
Tabelle 4.1:	Übersicht der Werte der kritischen Sohlschubspannung τ_{kr} [$N \cdot m^{-2}$] und der kritischen Sohlschubspannungsgeschwindigkeit τ_{kr}^* [$cm \cdot s^{-1}$] zu Beginn der Rillenerosion im Kleingerinne; Q_{1-3} (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)	66
Tabelle 4.2:	Vergleich der Savat'schen Beziehung mit den kritischen Froude-Zahlen aus dem Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$	73
Tabelle 4.3:	Erosionsfortschritt ν_{Rill} [$cm \cdot min^{-1}$] der Rillenköpfe im Großgerinne.....	104

Tabelle 4.4:	Vergleich der mittleren Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} [$Rill_{Anz} \cdot m^{-1} \cdot min^{-1}$] im Klein- und Großgerinne (Großgerinne: vgl. Tabelle 4.5; grau hinterlegt).....	104
Tabelle 4.5:	Rillenkopfanzahl und Rillenkopfneubildungsrate im Großgerinne	105
Tabelle 4.6:	Zusammengefasste Darstellung der mittleren Sedimentkonzentration c [$g \cdot l^{-1}$] im Kleingerinne mit Angabe von Min und Max.....	106
Tabelle 4.7:	Mittlere Sedimentkonzentration c [$g \cdot l^{-1}$] im Großgerinne mit Angabe von Min und Max	106
Tabelle 5.1:	Beziehungen zwischen den maßgebenden Größen	108
Tabelle 8.1:	Statistische Parameter aus der Korrelation vom d90 der Aggregatgrößenverteilung der natürlichen Böden sowie vom d90 der Primärkörnung der künstlichen Substrate mit der mittleren, initialen Fliesstiefe bei $I_s = 2 \%$	128
Tabelle 8.2:	Statistische Parameter aus der Korrelation vom d90 der Aggregatgrößenverteilung der natürlichen Böden sowie vom d90 der Primärkörnung der künstlichen Substrate und der mittleren, initialen Fließgeschwindigkeit bei $I_s = 2 \%$	128
Tabelle 8.3:	Statistische Parameter aus der Korrelation von mittlerer Lagerungsdichte und mittlerer Fliesstiefe bei $I_s = 2 \%$	128
Tabelle 8.4:	Statistische Parameter aus der Korrelation von mittlerer Lagerungsdichte und mittlerer Fließgeschwindigkeit bei $I_s = 2 \%$	128
Tabelle 8.5:	Statistische Parameter aus der Korrelation der mittleren Sohlschubspannung mit dem mittleren Beginn der Rillenerosion auf den natürlichen Böden sowie auf den künstlichen Substraten bei $I_s = 2 \%$	129
Tabelle 8.6:	Statistische Parameter aus der Korrelation von x_0 und der mittleren τ_{kr} bei $I_s = 2 \%$	129
Tabelle 8.7:	Statistische Parameter aus der Korrelation von Aggregatstabilität und dem d90 der Aggregatgrößenverteilung	129
Tabelle 8.8:	Statistische Parameter aus der Korrelation des mittleren Erosionsfortschrittes und dem d90 der Aggregatgrößenverteilung	129

Tabelle 8.9:	Statistische Parameter aus der Korrelation von mittlerer Bestandsdauer und dem d90 der Aggregatgrößenverteilung auf natürlichen Böden bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$	129
Tabelle 8.10:	Statistische Parameter aus der Korrelation der mittleren Sedimentkonzentration und der Aggregatstabilität t.....	129
Tabelle 8.11:	Statistische Parameter aus der Regression von mittlerer Sedimentkonzentration und dem d90 der Aggregatgrößenverteilung auf natürlichen Böden bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$	130
Tabelle 8.12:	Statistische Parameter aus der Regression von mittlerer Sedimentkonzentration und der mittleren, initialen Fliessgeschwindigkeit auf natürlichen Böden und künstlichen Substraten bei $I_s = 2, 4$ und 6%	130
Tabelle 8.13:	Statistische Parameter aus der Korrelation der mittleren Lagerungsdichte mit der mittleren Bestandsdauer von Rillenköpfen	130
Tabelle 8.14:	Statistische Parameter aus der Korrelation der mittleren Fliessgeschwindigkeit mit dem mittleren Beginn der Rillenerosion	130
Tabelle 8.15:	Statistische Parameter aus der Korrelation von mittlerer Bestandsdauer und mittlerem Erosionsfortschritt auf natürlichen Böden bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$	130
Tabelle 8.16:	Aufsteigende Rangordnung der mittleren Rillenkopfneubildungsrate im Kleingerinne über ΣQ_{1-3} in Abhängigkeit des Bodens und der Sohlneigung	131
Tabelle 8.17:	Aufsteigende Rangordnung des mittleren Erosionsfortschrittes Q_{1-3} der Rillenköpfe im Kleingerinne in Abhängigkeit des Bodens und der Sohlneigung	131
Tabelle 8.18:	Aufsteigende Rangordnung der mittleren Bestandsdauer der Rillenköpfe im Kleingerinne über Q_{1-3} in Abhängigkeit des Bodens und der Sohlneigung	131
Tabelle 8.19:	Aufsteigende Rangordnung der mittleren Sedimentkonzentration über Q_{1-3} in Abhängigkeit des Bodens und der Sohlneigung.....	132

Gleichungsverzeichnis

Gleichung 2.1	24
Gleichung 2.2	25
Gleichung 2.3	27
Gleichung 2.4	27
Gleichung 2.5	28
Gleichung 2.6	29
Gleichung 2.7	30
Gleichung 2.8	30
Gleichung 2.9	31
Gleichung 4.1	80
Gleichung 4.2	85
Gleichung 4.3	90
Gleichung 4.4	93
Gleichung 5.1	109
Gleichung 5.2	111

Abkürzungsverzeichnis

A	durchflossene Fläche	m^2
$a-f$	Korrelationsfaktoren	-
c	Sedimentkonzentration	$g \cdot l^{-1}$
C_{org}	Gehalt an organischer Substanz	Masse-%
d_{90}	Partikeldurchmesser bei 90 % Siebdurchgang	mm
Fr	Froude-Zahl	-
Fr_{kr}	kritische Froude-Zahl	-
g	Gravitation	$m \cdot s^{-2}$
h	Dicke des Abflussfilmes	m
I_E	Energieliniengefälle	$m \cdot m^{-1}$
I_S	Sohlneigung	$m \cdot m^{-1}$
k	relative Rauigkeitshöhe	m
Ld	Lagerungsdichte des Bodens	$g \cdot cm^{-3}$
η	kinematische Viskosität	$m^2 \cdot s^{-1}$
MW	Mittelwert	-
n	Stichprobenumfang	-
ρ_{Rill}	Rillenkopfneubildungsrate	$Rill_{Anz} \cdot m^{-1} \cdot min^{-1}$
p	Korrelationskoeffizient der Körnung	-
p	statistische Signifikanz	-
Q	Durchflussvolumenstrom	$l \cdot s^{-1}$
Q_1	0,06	$l \cdot s^{-1}$

Q_2	0,125	$l*s^{-1}$
Q_3	0,300	$l*s^{-1}$
R	Korrelationskoeffizient	-
R^2	Determinationskoeffizient	-
Re	Reynoldszahl	-
$Rill_{Anz}$	Anzahl an Rillenköpfen	-
r_{hyd}	hydraulischer Radius	m
SD	Standardabweichung	-
t	Aggregatstabilität	-
τ	Sohlschubspannung	$N*m^{-2}$
τ_{kr}	kritische Sohlschubspannung	$N*m^{-2}$
τ_{max}	Sohlschubspannungsspitzen	$N*m^{-2}$
U_{Rill}	Erosionsfortschritt der Rillenköpfe	$cm*min^{-1}$
v^*	Sohlschubspannungsgeschwindigkeit	$m*s^{-1}$
v_{kr}^*	kritische Sohlschubspannungsgeschwindigkeit	$m*s^{-1}$
v	Fliessgeschwindigkeit	$m*s^{-1}$
x_0	Korrelationskoeffizient der Körnung	-
uvd	unverdichtet	
tvd	trockenverdichtet	

1 Einführung

1.1 Problem und Ziel

Rillenerosion ist ein spezielles Phänomen der Bodenerosion. Boden erodiert durch Wind und Wasser. Die Voraussetzungen dafür, dass Boden erodieren kann, werden vielerorts durch den Menschen geschaffen und durch sein Wirken verstärkt. Vegetationsfreie Bodenoberflächen durch landwirtschaftliche und bauliche Maßnahmen sind gegenüber Erosion besonders anfällig, vor allem dort, wo sich Oberflächenabfluss in Tiefenlinien konzentriert (Abbildung 1.1).

Durch Flächenerosion werden vorwiegend kleine Partikel losgelöst und verlagert. In viel stärkerem Maße als bei der Flächenerosion können durch Rillenerosion zusammen mit den feinen auch grobe Bodenpartikel erodiert werden (Bryan, 1990). Der Begriff „Bodenpartikel“ beinhaltet dabei sowohl Primärpartikel (-> Einzelkörner) als auch Aggregate.

Die Rillenbildung geht aus der Konvergenz von Abflussströmen hervor. Dabei konzentriert sich der Abflussfilm an Oberflächenstrukturen, wie beispielsweise Ackerfurchen. Der konzentrierte Abfluss weist naturgemäß größere Fliesstiefen und in der Regel auch höhere Abflussgeschwindigkeiten auf, als der Flächenabfluss. Beides, größere Fliesstiefe und höhere Abflussgeschwindigkeit erhöhen die Fähigkeit des Abflusses Boden zu erodieren.

Bodenerosion bewirkt einen stetigen Verlust an natürlicher Bodenfruchtbarkeit. Verringerung der Bodenmächtigkeit, Austrag von Nähr- und Schadstoffen einerseits, Überdeckung und Verschlämmung (Abbildung 1.2) andererseits verursachen teils erhebliche Schäden und finanzielle Kosten. In Mitleidenschaft gezogen werden nicht nur die erodierten Flächen durch Minderung der Bodenqualität, Vernichtung von Saatgut und Feldkulturen, sondern auch angrenzende Oberflächengewässer durch Einträge von Sedimenten und partikelgebundenen Schadstoffen sowie Siedlungs- und Verkehrsflächen. Der Erhalt des Bodens ist gesetzlich verankert (BBodSchG, 1998). Die Bodennutzer sind damit zur Vermeidung zumindest aber zur Verminderung der Bodenverluste durch Erosion verpflichtet. Boden ist im sprichwörtlichen Sinne die Lebensgrundlage der menschlichen Zivilisation. Dessen Verlust stellt zugleich „... eine der am meisten unterschätzten Gefährdung unserer Gesellschaft.“ (Bork et al, 2006; S. 181) dar.



Abbildung 1.1: Rillenerosion auf lössbütigem Boden



Abbildung 1.2: Verschlammung und Überdeckung von Ackerflächen

Bedeutende Erosionsereignisse sind häufig Ergebnis extremer Witterungs- besonders Niederschlagsverhältnisse und hoher Erosionsanfälligkeit (fehlende Bodenbedeckung; starke Verschlammungsneigung der Böden). Besonders betroffen sind lössbütige Böden, deren Verlust wegen der hohen natürlichen Ertragsfähigkeit besonders zu bedauern ist.

Identifikation von potentiell erosionsgefährdeten Flächen und standortgerechte Ausweisung erosionsmindernder Maßnahmen sind für den Schutz des Bodens in der derzeitigen, intensiv genutzten Agrarlandschaft unerlässlich. Identifikation ist um so präziser, je genauer die grundlegenden Prozesse der Bodenerosion, hier speziell der Rillenerosion, bekannt sind.

Rillenerosion ist zwangsläufig das Ergebnis des Zusammenspiels von bodenspezifischen Kennwerten und hydraulischen Größen des Abflusses. In einem weiten Bereich, der sowohl durch die Eigenschaften des Bodens als auch durch die Hydraulik des Oberflächenabflusses begrenzt wird, ist Rillenerosion möglich. Außerhalb dessen tritt Rillenerosion verzögert auf bzw. unterbleibt.

In Folge zahlreicher experimenteller Untersuchungen der vergangenen Jahrzehnte konnten neben der detaillierten Beschreibung des Phänomens „Rillenerosion“ eine Reihe von Schwellenwerten (z. B. τ_{kr} , Fr_{kr} , u. a.) publiziert werden, deren Überschreitung Rillenerosion auslöst. Dabei handelt es sich jedoch ausschließlich um hydraulische Größen des Oberflächenabflusses.

Die Wirkung unterschiedlicher Bodeneigenschaften auf die Rillenerosion wurde bisher in zusammenhängenden Versuchsreihen kaum untersucht. Tatsächlich konnten Rillenbildung und deren Ausprägung auf unterschiedlichen Böden beobachtet und beschrieben werden (u. a.: Gilley et al., 1993; Parker et al., 1995). Jedoch fehlen dabei die einheitlichen Rahmenbedingungen, die es ermöglichen, die Wirkung singulärer Eigenschaften von Böden auf die Rillenbildung zu benennen.

Ziel dieser Arbeit ist es daher:

- 1) uniforme Rahmenbedingungen für Rillenerosionsversuche auf unterschiedlichen Böden durch laborative Gerinneversuche zu schaffen,
- 2) steuernde bodenspezifische Kennwerte zu identifizieren und deren Einfluss auf die Rillenerosion zu quantifizieren,
- 3) Rillenerosion durch geeignete Kenngrößen zu beschreiben und
- 4) mathematische Beziehungen zwischen Kenngrößen der Rillenerosion und bodenspezifische Kennwerten abzuleiten.

1.2 Kennzeichnende Größen der Gerinneversuche

1.2.1 Bodenspezifische Kennwerte

Der Fokus der vorliegenden Arbeit richtet sich auf den Einfluss **bodenspezifischer Kennwerte** auf die Rillenerosion. Bodenspezifische Kennwerte dieser Arbeit sind:

Tabelle 1.1: Bodenspezifische Kennwerte

Bodenspezifische Kennwerte	Einheit
Körnung (Sand, Schluff, Ton)	Masse-%
Lagerungsdichte	$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$
Gehalt an organischer Substanz	Masse-%
d ₉₀ der Aggregatgrößenverteilung	mm
Aggregatstabilität	-
Partikelrauigkeit	mm

Viele der Kennwerte sind miteinander gekoppelt, so dass deren getrennte Betrachtung nicht möglich ist. So ist die Lagerungsdichte u. a. von der Körnung und von der Aggregatgrößenverteilung abhängig. Die Aggregatgrößenverteilung wird wiederum von der Aggregatstabilität bestimmt. Weiter ist die Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses u. a. von der Oberflächenrauigkeit des Bodens abhängig, die wiederum von der Aggregatgrößenverteilung beeinflusst wird.

Erschwerend kommt hinzu, dass viele Größen dynamisch reagieren. So passt sich die Oberflächenrauigkeit des Bodens der Einwirkung des fließenden Wassers an. Der Boden kann im Verlauf der Überströmung glatter oder rauer werden. Wichtig für die Betrachtung einzelner Größen, beispielsweise der Rauigkeit, ist zudem die Skala. Im Partikel- bzw. Aggregatgrößenbereich wird die Bodenoberfläche während einer Überströmung in aller Regel glatter (\Rightarrow Partikelrauigkeit), darüber hinaus kann die Rauigkeit mit der Bildung von Rillen, Rippen, etc. ansteigen (\Rightarrow Formrauigkeit).

Die Formrauigkeit selbst ist keine bodenspezifische Größe, obwohl sie mit den Bodeneigenschaften in Verbindung steht.

1.2.2 Hydraulische Kennwerte

In den Gerinnen wurden Fließgeschwindigkeit und -tiefe sowie die Sedimentkonzentration im Abfluss und damit dessen Dichte gemessen bzw. errechnet. Aus diesen Primärdaten wurden weitere, charakteristische Größen wie Reynolds- und Froude-Zahl, die Sohlschubspan-

nung und die Sohlschubspannungsgeschwindigkeit abgeleitet. In Tabelle 1.2 sind die **hydraulischen Kennwerte** zusammengefasst.

Tabelle 1.2: Hydraulische Kennwerte

Hydraulische Kennwerte	Einheit
Fliesstiefe	m
Fliessgeschwindigkeit	$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
Reynoldszahl	-
Froude-Zahl	-
Sohlschubspannung	$\text{N} \cdot \text{m}^2$
Sohlschubspannungsgeschwindigkeit	$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$

1.2.3 Erosionsspezifische Kennwerte

Zusammen mit den **bodenspezifischen** und **hydraulischen Kennwerten** wurden im Zuge der Überströmungsversuche weitere **spezifische Kennwerte der Rillenerosion** bestimmt (Tabelle 1.3):

Tabelle 1.3: Spezifische Kennwerte der Rillenerosion

spezifische Kennwerte der Rillenerosion	Einheit
Beginn der Rillenerosion	min
Rillenkopfneubildungsrate	$\text{Rill}_{\text{Anz}} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{min}^{-1}$
Bestandsdauer von Rillenköpfen	min
Erosionsfortschritt der Rillenköpfe	$\text{cm} \cdot \text{min}^{-1}$
Sedimentkonzentration	$\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$

1.3 *Stand der Forschung*

Untersuchungen zur Rillenerosion erreichten Mitte der 40er Jahre des letzten Jahrhunderts einen ersten Höhepunkt. Die Grundlage bildete Horton's Theorie der Flächen- und Rillenerosion (Dunne und Aubry, 1986). Horton untersuchte den Prozess der Rillenerosion anhand hydraulischer Eigenschaften des Oberflächenabflusses. Dieser Ansatz zieht sich bis in die Literatur rezenter Jahre (s.: Gilley et al., 1993; Bryan et al., 1998; Zhang et al., 2003; Knapen et al., 2007; Govers et al., 2007). Bodenspezifische Größen und deren variabler Einfluss auf die Rillenerosion wurden bisher kaum bzw. in unzureichendem Maße untersucht. Ebenso wenig findet man bodenspezifische Einflussgrößen in bestehenden Erosionsmodellen (s. Knapen et al., 2007).

1.3.1 **Prozess der Rillenbildung**

Der **Prozess der Rillenbildung** wurde u. a. von Merritt (1984) beschrieben. Der Oberflächenabfluss überströmt zunächst den Boden schichtförmig und trägt ihn flächenhaft ab. Im weiteren Erosionsverlauf setzt die Bildung kleiner Rillen (Mikrorillen -> engl.: protochannel) ein. In den Mikrorillen konzentriert sich der Oberflächenabfluss. Auf der Gerinnesohle bilden sich Rippel aus. Über den Rippeln formen sich stehende Wellen.

Unter den stehenden Wellen setzt sich der Erosionsprozess in beschleunigter Form mit der Bildung von Rillenköpfen fort. Zu diesem Zeitpunkt steigt die Sedimentkonzentration stark an. Die Rillenköpfe wandern hangaufwärts und hinterlassen tief ausgespülte Rillen.

Zum **Erosionsfortschritt der Rillenköpfe** finden sich in der Literatur unterschiedliche Angaben. Bennett et al. (2000) fanden vom Durchfluss unabhängige, gleichmäßige Erosionsfortschritte von $7\text{--}12\text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$. Verbunden mit der uniformen Erosion der Rillenköpfe wurden konstante Sedimentkonzentrationen gemessen.

In den Versuchen von Abrahams et al. (1996) variierte der Erosionsfortschritt zwischen $0,2\text{--}8,3\text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$ beträchtlich. Bryan (1990) bestätigt die hohe Variabilität des Erosionsfortschrittes. Holland und Pickup (1976) sowie Latray und Stein (1997) veröffentlichten Erosionsfortschritte von $1,75\text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$ bzw. $3,9\text{--}8,2\text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$. Kleine Rillenköpfe weisen größere Erosionsfortschritte auf als große (De Ploey, 1989).

Bennett et al. (2000) beschreiben die Rillenerosion als Abfolge verschiedener Prozesse. Die Überströmung führt zunächst zur Verschlammung der Bodenoberfläche. Cai et al. (1985) be-

trachten dabei den Prozess der Oberflächenverschlämmung als Voraussetzung der Rillenerosion.

In der verschlammten Oberfläche bilden sich Mikrorillen aufgrund mikrotopographischer Oberflächenstrukturen (Merritt, 1984; Moss et al., 1982; Torri et al., 1987; Loch und Thomas, 1987). In den Mikrorillen wird der Boden aufgrund des sich konzentrierenden Abflusses stärker als auf der Fläche erodiert. Das losgelöste Bodenmaterial wird jedoch noch nicht vollständig abtransportiert. Die verbleibende Fraktion schichtet sich zu Rippeln auf. Darüber bilden sich stehende Wellen. Diese führen schließlich zur Ausbildung von Rillenköpfen. Die Rillenköpfe sind der Ausgangspunkt der Rillen (Abrahams und Parsons, 1990; Merz und Bryan, 1993; Abrahams et al., 1996).

Mit dem Übergang von der Flächen- zur Rillenerosion steigen die **Sedimentkonzentrationen** im Oberflächenabfluss sprunghaft an (Loch, 1979; Holland und Pickup, 1976; Gatto, 2000; Bennett et al., 2000). Es wird um so mehr Bodenmaterial abgetragen, je höher der Durchfluss und das Sohlgefälle sind (Govers, 1985; Zhang et al., 2003). Vor allem in den Rillen werden grobe Partikel losgelöst und ausgetragen (Alberts et al., 1980). Mit zunehmender Sedimentkonzentration im Oberflächenabfluss sinkt allerdings die Rate losgelöster Bodenpartikel (Merten et al., 2001).

1.3.2 Beteiligung bodenspezifischer Größen an der Rillenerosion

Vor allem **Lagerungsdichte**, **Körnung**, **Aggregatstabilität**, **Aggregatgrößenverteilung**, **Gehalt an organischer Substanz (C_{org})** und **Bodenwassergehalt** stehen im Fokus der zu untersuchenden bodenspezifischen Kenngrößen.

Zu den in der Erosionsforschung meistgenannten bodenspezifischen Einflussgrößen gehört die **Lagerungsdichte**. Der Einfluss der Lagerungsdichte auf die Bodenerosion wird unterschiedlich bewertet. Tendenziell ist mit dicht lagernden Böden eine Abnahme der Erosion verbunden (Cruse und Larson, 1977; Hinton, 1986; Rauws und Auzet, 1989; Govers et al., 1990; Bennett et al., 2002). In dicht gelagerten Böden befinden sich die Bodenteilchen in einem eng verzahnten Verband. Sie sind schwer zu lösen. Der Effekt kann auch durch den erhöhten Oberflächenabfluss und der erhöhten Fliessgeschwindigkeit aufgrund geringerer Infiltrationsraten und hydraulisch glatterer Bodenoberfläche nicht kompensiert werden.

Ebenso gelten locker gelagerte Böden als wenig erosionsanfällig (s.: Schmidt, 1996). Großes Porenvolumen, oft verbunden mit ausgeprägter Aggregatstabilität und Oberflächenrauigkeit,

ermöglicht hohe Infiltrationsraten und verringert den erosionswirksamen Oberflächenabfluss (Rhodon et al., 2002; Zhang et al., 2007) auf Böden niedriger Lagerungsdichte.

Keinen direkten Einfluss hatte die Lagerungsdichte auf die Erodierbarkeit von Böden in den Versuchen von Parker et al. (1995). Vielmehr bildeten sich verschiedene Oberflächenstrukturen auf locker bzw. dicht gelagerten Böden heraus. Besonders auf der Oberfläche lockerer Böden entstanden im Verlauf der Überströmung Rippel. Auf dicht lagernden Böden blieb die Oberfläche glatt. Die von Parker et al. (1995) gemessenen Sedimentkonzentrationen im Oberflächenabfluss waren besonders hoch im lockeren ($\sim 1.28 \text{ g*cm}^{-3}$) und dicht lagerndem Bodenzustand ($\sim 1.52 \text{ g*cm}^{-3}$). Geringe Sedimentkonzentrationen wurden bei einer mittleren Lagerungsdichte von ca. 1.36 g*cm^{-3} gemessen. Die hohe Geschwindigkeit des Oberflächenabflusses auf glatter Bodenoberfläche (-> hohe Lagerungsdichte) bewirkte hohen Bodenaustrag trotz der zunehmenden Scherfestigkeit des Bodens.

Die **Körnung**, bzw. das Korngrößenspektrum hat bedeutenden Einfluss auf die Erosion. Schluffige und feinsandige Bodenarten sind besonders erosionsgefährdet (Schmidt, 1996; Romero et al., 2007). Demgegenüber zeigen sich tonige als auch grobsandige Bodenarten wenig erosionsanfällig.

Ferner wirkt sich die **Aggregatstabilität**, verbunden mit dem Gehalt an organischer Substanz (s. Betzalet et al., 1995), auf die Erosion aus (Govers et al., 1990). Aus stabilen Aggregaten zusammengesetzte Böden sind weit weniger erosionsanfällig als eine labile Bodenstruktur. Aggregate sind dabei aus Primärpartikeln zusammengesetzte komplexe Strukturen. Bodenteilchen sind mineralischer (anorganischer) bzw. organischer Natur. Häufig sind sie ein Komplex aus beiden. Stabile Aggregate verzögern die Oberflächenverschlammung. Die Oberfläche bleibt hydraulisch rau und verzögert den Oberflächenabfluss. Stabile Aggregate sind tendenziell größer als labile, da sie weniger schnell zerfallen (s. a.: Lyles et al., 1969; Shainberg et al., 1997). Das hohe Porenvolumen, speziell der hohe Anteil an Makroporen zwischen den großen und stabilen Aggregaten, fördert die Infiltration und mindert die Erosivität des Oberflächenabflusses.

Besondere Aufmerksamkeit in bezug auf die Aggregatstabilität wird der **organischen Substanz** im Boden, oder besser: deren Anteil und Zusammensetzung gewidmet (Franco et al., 2000; Horne und McIntosh, 2000). Im Allgemeinen wirkt organische Substanz im Boden erosionsmindernd. Zum einen wird durch organische Beimengungen das Bodenleben (Edaphon) begünstigt. Aufgrund der steten Durchmischung des Bodens durch das Edaphon wird die Bodenstruktur gelockert. In Folge werden Poren geschaffen, die wiederum Infiltration und Drai-

nage begünstigen, den Oberflächenabfluss und letztendlich die Erosion reduzieren. Zum anderen wirkt ein Teil der organischen Substanz als Kitt zwischen den Bodenpartikeln und hält diese als Aggregate zusammen. Beides bewirkt eine gut ausgebildete Bodenstruktur und stabile Aggregate. Ferner wirken auf die Aggregatstabilität der Tongehalt und eine Reihe weiterer Kittsubstanzen.

Hohe organische Gehalte im Boden bzw. hohe Anteile an Wachsen und Ölen können dagegen die Erosion beschleunigen. Dabei verändert sich der Benetzungswinkel an den Bodenpartikeln (u. a.: Bachmann et al., 2000; Doerr et al., 2000). Sie werden hydrophob und vermindern bzw. verhindern die Infiltration des Niederschlagswassers. Höhere Oberflächenabflüsse und entsprechend höhere Erosionsraten sind die Folge.

Der initiale **Bodenwassergehalt** ist eine weitere Größe, welche die Erodierbarkeit von Böden beeinflusst (Schmidt, 1996; Huang et al., 2001). Ein hoher Bodenwassergehalt wird dabei als erosionsfördernd angesehen (Bryan et al., 1998), da die bereits gefüllten Poren kaum mehr Wasser aufnehmen und somit der Niederschlag ungemindert oberflächlich abfließt.

Andererseits wurde gezeigt, dass besonders auf anfangs trockenen Böden im Erosionsverlauf hohe Abtragsraten auftreten (Suhr et al., 1984; Hinton, 1986; Rauws und Auzet, 1989; Parker et al., 1995; Knapen et al., 2007). Besonders bei Extremniederschlägen bildet sich schnell ein geschlossener Wasserfilm auf der Bodenoberfläche. Er verhindert das Entweichen der Luft aus den Poren. Die Wasseraufnahme des Bodens ist gehemmt, was den Oberflächenabfluss und die Erosion fördert. Besonders trockene Böden neigen bei einem hohen Gehalt an organischer Substanz zur Hydrophobizität, d. h. sie sind wasserabweisend und hemmen damit ebenfalls die Infiltration.

Körnung, Lagerungsdichte, Aggregatgröße und –stabilität sowie Bodenwassergehalt steuern zusammen den **Scherwiderstand** des Bodens (u. a.: Zhang et al., 2001). Der Scherwiderstand des Bodens ist der mechanische Widerstand gegen die Ablösung von Partikeln aus der Bodenmatrix. Dieser Summenparameter von Bodeneigenschaften durchzieht eine Vielzahl erosionsrelevanter Publikationen (Knapen et al., 2007). Verschiedene Autoren zeigten, dass sich mit zunehmender Scherfestigkeit des Bodens die Erodierbarkeit verringert (Cruse und Larson, 1977; Poesen und Savat, 1981; Luk und Hamilton, 1986; Govers und Loch, 1993).

In Verbindung mit Rillenerosion wurde des weiteren die **Infiltration** untersucht. Dabei fanden u. a. Bryan (1990); Bryan und Poesen (1989); Poesen (1984); Young und Onstad (1986) sowie Slattery und Bryan (1992), dass mit dem Auftreten von Rillenköpfen die Infiltration

steigt. Sie führen dies auf das Aufbrechen der verschlammten Oberflächen zurück, welche vorab die Infiltrationsleistung des Bodens gemindert hatten.

1.3.3 Beteiligung hydraulischer Größen an der Rillenerosion

Die **Fliessgeschwindigkeit** des Oberflächenabflusses ist eine wichtige, auf die Rillenerosion wirkende hydraulische Größe. Die Fliessgeschwindigkeit ist dabei im wesentlichen eine Funktion des Sohlgefälles, der Oberflächenrauigkeit und des hydraulischen Radius bzw. der Fliesstiefe (s. Manning-Strickler-Gleichung (Bollrich, 1996)). Interessant ist eine Arbeit von Liu et al. (2001), die zeigte, dass die Geschwindigkeit des Abflusses bis zu einer Sohlneigung von 40,9° kontinuierlich zunimmt, darüber hinaus jedoch der Abfluss gebremst wird. Ferner steigt die Fliessgeschwindigkeit bei höheren Durchflüssen an. Die Zunahme ist nicht linear und verflacht bei hohen Durchflüssen (Govers, 1992).

Govers (1992) zeigte zudem, dass die Fliessgeschwindigkeit auf lose geschüttetem Bodenmaterial unabhängig vom Sohlgefälle ist. Er und weitere Autoren (Nearing et al., 1997; Takken et al., 1998; Giménez und Govers, 2001; Gimenez et al., 2004) begründen dies mit der rauigkeitsbedingten Anpassung des Gerinnebettes an das Sohlgefälle. Sie beobachteten eine zunehmende Anzahl abflussverzögernder Formrauigkeitselemente (\Rightarrow Rillenköpfe) bei steilerem Sohlgefälle bzw. breiteren Rillen (Takken et al., 1998).

Govers (1992) stellte im Ergebnis seiner Versuche eine empirische Gleichung auf, mit deren Hilfe man bei bekanntem Durchfluss Q die mittlere Fliessgeschwindigkeit v unabhängig von Sohlgefälle und Bodeneigenschaften ermitteln kann:

$$v = 3,52 * Q^{0,294}$$

Angezweifelt wurde die universale Anwendbarkeit der Gleichung vor allem von Abrahams und Parsons (1990). Sie zeigten, dass Sohlgefälle, Bodenzusammensetzung und Durchfluss Q durchaus die Fliessgeschwindigkeit v beeinflussen. Takken et al. (1998) merken dazu an, dass auf stark verdichteten Böden die Gleichung versagt.

Auf vergleichbaren Böden wurden höhere Fliessgeschwindigkeiten auf dicht gelagerten im Vergleich zu locker gelagerten Böden gemessen (Govers et al., 1990; Parker et al., 1995). Eine Zunahme der Fliessgeschwindigkeit bewirkt vermehrten Bodenabtrag (Zhang et al., 2003). Ebenso steigt der Bodenabtrag bei höheren Abflussvolumenströmen bzw. mit den damit verbundenen zunehmenden Fliesstiefen (u. a. Alberts et al., 1980; Cochrane und Flanagan, 1996).

Die Fliesstiefe bzw. der hydraulische Radius geht in die Berechnung der **kritischen Sohlschubspannung** τ_{kr} ein (s. Abschnitt 2.3.2.4.2). Die kritische Sohlschubspannung des Oberflächenabflusses ist diejenige Sohlschubspannung bei welcher der Bewegungsbeginn der Bodenpartikel einsetzt, d. h. diese abgelöst werden können. Die kritische Sohlschubspannung wird dem Scherwiderstand des Bodens gleichgesetzt.

Bollrich (1996) gibt beispielsweise für den Bewegungsbeginn Werte für τ_{kr} zwischen 0,02 (Schluff, Einzelkorngefüge) und $12 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ (dichter Lehm) an. Vergleichbare Werte finden sich in Knapen et al. (2007). Kritische Sohlschubspannungen werden von Torri et al. (1987) für Tonböden mit $> 2,6 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ und für sandige Böden mit $> 0,5 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ angegeben. Gilley et al. (1993) geben τ_{kr} im Bereich von 1,82 bis $10,6 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ an. Eine ausführliche Analyse der kritischen Sohlschubspannung findet sich in Knapen et al. (2007).

Oft werden nicht kritische Sohlschubspannungen publiziert, sondern **kritische Sohlschubspannungsgeschwindigkeiten** v_{kr}^* (u. a.: Holland und Pickup, 1976; Govers, 1985; Rauws, 1987; Crouch und Novruzi, 1989; Bryan, 1990). Die Sohlschubspannungsgeschwindigkeit ist die Wurzel aus dem Quotient der Sohlschubspannung und der Dichte des Abflusses (s. Abschnitt 2.3.2.4.2 und Gleichung 2.9)

Als Schwelle für den Beginn der Rillenerosion werden kritische Sohlschubspannungsgeschwindigkeiten (Erklärung s. Abschnitt 2.3.2.4.2) zwischen $3 \text{ und } 5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ angesehen.

Neben τ_{kr} bzw. τ_{kr}^* wird die **Froude-Zahl** (Fr) bzw. **kritische Froude-Zahl** (Fr_{krit}) (s. Abschnitt 2.3.2.4.1) als hydraulischer Schwellenwert für den Beginn der Rillenerosion herangezogen. Die Froude-Zahl gibt dabei einen Strömungszustand wider, der in Strömen ($Fr < 1$) bzw. Schießen ($Fr > 1$) unterteilt wird. Bei $Fr = 1$ ist ein Grenzzustand erreicht (Bollrich, 1996). Die Froude-Zahl als Mittel zur Charakterisierung des Strömungszustandes ist für den Erosionsprozess hilfreich, da sich gerade bei schießendem Abfluss ($Fr > 1$) besonders hohe Beanspruchungen des Gerinnebettes ergeben (Bollrich, 1996). Torri et al. (1987) geben für den Erosionsbeginn auf Tonböden $Fr_{krit} > 3$ und auf Sandböden $Fr_{krit} > 0,5$ an. Moss et al. (1982) geben aus den Ergebnissen ihrer Arbeit eine mittlere kritische Froude-Zahl von 2,8 an. De Ploey (1983) veröffentlichte Werte zwischen 2-3. Merritt (1984) befand Werte für $Fr > 5$ als kritisch.

Der Beginn der Rillenerosion ist an den aselektiven Sedimenttransport gebunden (Savat und De Ploey, 1982), d. h. der Oberflächenabfluss ist in der Lage alle Partikelgrößen loszulösen und zu transportieren. Savat (1979) gibt den Schwellenwert mit:

$$Fr > 1 + 0,0035 D \quad D = \text{medialer Korndurchmesser}$$

an und sieht damit schießenden Abfluss ($Fr > 1$) als Voraussetzung für Rillenerosion an. Rillenerosion auf Böden grober Körnung ist mit hohen Froude-Zahlen verbunden.

Schießende Abflüsse als Bedingung für den Beginn der Rillenerosion wurden u. a. von Govers (1985) und Boon und Savat (1981) bestätigt. Froude-Zahlen von 0,4 bis 0,5 für den Beginn der Rillenbildung wurden dagegen von Torri et al. (1987), Abrahams und Parsons (1996) und Bryan (1990) gefunden. In den Versuchen von Abrahams et al. (1996) war der Beginn der Rillenerosion bei $Fr < 1$ an die Ausbildung von stehenden Wellen gebunden.

Gimenez et al. (2004) zeigten in ihren Versuchen schießende Abflüsse ($Fr \rightarrow 1,3-1,7$) am Übergang der überströmten Fläche hinein in den Rillenkopf. Bei Verlassen des Rillenkopfes bzw. des Kolkes herrschte ein strömender Abflusszustand vor ($Fr < 1$). Die daraus resultierende Energiedifferenz wurde durch starke Verwirbelung im Kolk umgesetzt.

Zusammen mit der Froude-Zahl wird mitunter die **Reynoldszahl** (s. Abschnitt 2.3.2.4.1) genannt. Die Reynoldszahl gilt als Maß für die Turbulenz des Abflusses. Merritt (1984) gibt für den Beginn der Rillenerosion einen Wert von ~ 200 an. Der Übergang vom laminaren zum turbulenten Fließen in offenen Gerinnen findet bei $Re \sim 2320$ statt, kann aber deutlich darüber liegen (Bollrich, 1996). Weiterführende Angaben zur Reynoldszahl in Bezug auf die Rillenerosion sind in der Literatur selten.

In **Berechnungsversuchen** wurde der Einfluss des Tropfenschlags auf die Rillenerosion untersucht. Dabei wiesen Dunne und Aubry (1986) einen starken Sedimenttransport von der Fläche in die Rillen nach, welches letztendlich zur Verfüllung der Rillen führte. Ähnliche Ergebnisse lieferten u. a. Meyer et al. (1975), Savat (1976), Rauws und Govers (1988), Singer und Shainberg (2004).

In den Untersuchungen von Shainberg et al. (1992) führte der Aufschlag von Regentropfen zur Instabilität der Rillenwände und förderte deren Kollaps. Im Ergebnis bildeten sich weite und flache Rillen aus. Die Abnahme der Schichtdicke des Abflussfilmes verringerte die Transportkapazität des Abflusses.

Besondere Bedeutung kommt im Prozess der Rillenerosion den **stehenden Wellen** zu. Sie wurden in einer Vielzahl von publizierten Versuchen beobachtet und beschrieben. Den stehenden Wellen geht die Bildung von Mikrorillen und die Entstehung von Rippeln voraus. Unter den stehenden Wellen setzt örtlich verstärkte Erosion ein, die letztendlich Rillenerosion initiiert.

Der Einfluss der **Oberflächenrauigkeit** des Bodens auf dessen Erodierbarkeit wurde u. a. von Helming et al. (1998); Takken und Govers (2000) und Jester und Klik (2005) untersucht. Unterschieden wird dabei in Partikel- und Formrauigkeit (Rauws und Govers, 1988). Die Partikelrauigkeit wird durch einzelne bzw. sich im Verband befindende Bodenpartikel (Einzelkörner, Aggregate, Bodenfragmente) ausgeübt. Formrauigkeit entsteht durch größer dimensionierte Oberflächenformen wie Rillen, Ackerfurchen, Gräben, Terrassen, etc.. Während die Partikelrauigkeit den Oberflächenabfluss ganzheitlich beeinflusst, bilden sich zwischen Formrauigkeitselementen präferentielle Strömungsbahnen aus (Rauws und Govers, 1988; Abrahams und Parsons, 1990). Der Bodenabtrag wird besonders in den Strömungsbahnen beschleunigt (Helming et al., 1998). Römken et al. (2001) wiesen daher in ihren Versuchen höhere Transportkapazitäten im Oberflächenabfluss auf rauem im Vergleich zu glatten Bodenoberflächen nach.

Die Rauigkeit der überströmten Bodenoberfläche ist eine dynamische, d. h. zeitlich und räumlich variable Größe. Die Partikelrauigkeit wird im Zuge der Überströmung durch den Zerfall von Aggregaten allgemein gemindert (Geeves, 1997; Shainberg et al., 1997; Wakindiki et al., 2002). Dabei verschlämmt die Bodenoberfläche (McIntyre, 1958; Gal et al., 1984; Agassi et al., 1991; Wakindiki et al., 2002). Der Prozess ist zunächst verbunden mit einer Zunahme der Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses (Darboux et al., 2001). Durch die Ausbildung von Formrauigkeiten in Gestalt von Rillen, Rillenköpfen und Rillenkopfkaskaden wird der Abfluss dann wieder verzögert. Die Bildung von Formrauigkeitselementen wird mit zunehmendem Abfluss bzw. stärkerem Gefälle gefördert (Giménez und Govers, 2001).

Die Rauigkeit der Bodenoberfläche wird oft mit Hilfe der Manning-Strickler-Gleichung bestimmt (Bollrich, 1996). Der Rauigkeitsbeiwert (Manningbeiwert: n) beträgt in Abhängigkeit von der Oberflächenstruktur (z. B. Bearbeitungszustand) und der Vegetationsbedeckung zwischen $20 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$ und $70 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$.

Über eine auf Garbrecht (1961) zurückgehende empirische Funktion lässt sich der Wert des Manning's n in eine Rauigkeitshöhe umrechnen. Für Dünnschichtabflüsse wird die Anwendbarkeit der Manning-Strickler-Gleichung allerdings in Frage gestellt (Govers et al., 2007;

Tackmann, 2009). Rauigkeitshöhen von Partikeln können mit Hilfe des d50 bzw. d90 Wertes bestimmt werden. Dieser gibt den mittleren Korndurchmesser bei 50 oder 90 % Siebdurchgang an. Häufig werden Rauigkeitshöhen (beispielsweise: Partikeldurchmesser) als Standardabweichung vom Mittel angegeben (Huang, 1998; Kirckby, 2001; Giménez und Govers, 2001).

Die **Sohlneigung** ist ein weiterer, den Prozess der Rillenerosion steuernder Faktor. Die kritische Untergrenze, bei der Rillenerosion stattfinden kann, wird bei ca. 2 % Sohlneigung gesehen. Darin übereinstimmende Werte werden von Moss et al. (1982); Loch und Donnollan (1983); De Ploey (1983); Govers (1987); Shainberg et al. (1992); Loch und Thomas (1987); Giménez und Govers (2001) und anderen angegeben. Rillenerosion tritt demnach nicht auf, wenn die Sohlneigung $< 2\%$ (Savat und De Ploey, 1982) beträgt. Zhang et al. (2003) stellen fest, dass mit zunehmender Sohlneigung der Bodenabtrag zunimmt. Weiter konnte Govers (1992) zeigen, dass sich in losem Bodenmaterial um so mehr Rillenköpfe bildeten, je steiler das Gerinnebett war.

1.3.4 Modelle zur Simulation von Rillenerosion

Parallel zur Forschung an dem Phänomen „Rillenerosion“ wurden Modelle entwickelt (Knapen et al., 2007). Ihnen liegt zumeist eine Kombination aus empirischen Befunden (z. B. Sedimentkonzentration, Erosionsraten, ect.) und hydraulischen Größen zugrunde (s. u. a.: Knapen et al., 2007; Favis-Mortlock, 1998). Häufig Verwendung finden in Modellen u. a. der Durchfluss (Line und Meyer, 1989), die Sohlschubspannung (Favis-Mortlock, 1998), die Sohlschubspannungsgeschwindigkeit (Govers, 1985; Slattery und Bryan, 1992).

Den Modellen ist gemein, dass sie in ungenügendem Maße bodenspezifische Größen in der Abbildung der Rillenerosion berücksichtigen. Ein in dieser Beziehung gut ausgestattetes Modell ist EROSION 3D (Schmidt, 1996). Leider ist es nicht in der Lage, Rillenerosion explizit abzubilden (Schmidt, 2000).

Ein Modell zur expliziten Abbildung von Rillenerosion wurde von Favis-Mortlock (1998) mit RillGrowth entwickelt. Die Modellierung basiert auf dem Konzept des „zellulären Automaten“, welches mit einer empirischen Funktion von Nearing et al. (1997) kombiniert wurde. Näheres dazu findet sich in der Arbeit von Tackmann (2009). RillGrowth vernachlässigt dabei jedoch den Einfluss bodenspezifischer Größen. Der Berechnung der Erosionsraten liegt im Wesentlichen die Gleichung zur Sohlschubspannung zugrunde.

2 Grundlagen, Material und Methoden

2.1 Versuchsböden

Für die Gerinneversuche wurden Bodensubstrate aus verschiedenen Regionen Sachsens verwendet (Tabelle 2.1). Damit konnte eine breite Spanne an Bodeneigenschaften für die Versuche genutzt werden. Das Substrat des Bodens FG B4 stammte aus abgeschobenem Oberboden der Kiesgrube Zschaitz, FG B5 aus dem Pflug-Horizont eines Ackerschlags nahe der Talsperre Saidenbach, FG B6 aus dem Sandsteinbruch Reinhardtsdorf, FG B7 aus der Triebschotterbank des Tharandter Waldes und FG B8 aus Oberbodenmaterial eines Waldstückes am Geisingberg.

Ferner wurden künstliche, in ihrer Körnung wohldefinierte Substrate hergestellt. Mit ihrer Hilfe sollte speziell der Einfluss der Körnung und der organischen Substanz auf die Rillenerosion untersucht werden. Die künstlichen Substrate waren frei von organischer Substanz und wiesen keine Aggregation auf. Die Substrate FG QM, FG QM_fSS und FG QM_fSS_gSS wurden aus Quarzmehl (QM), Feinsand (fSS) und Grobsand (gSS) gemischt. Das Material stammte aus dem Kieswerk Ottendorf-Okrilla.

Für das Großgerinne stammten die Bodensubstrate DD B1-5 aus der Kiesgrube Zschaitz und DD B6-10 aus dem Sandsteinbruch Reinhardtsdorf (Tabelle 2.1).

Für jeden Überströmungsversuch im Kleingerinne wurden ca. 10 kg Substrat benötigt. Für die Versuche im Großgerinne waren sehr viel größere Mengen nötig.

Tabelle 2.1: Herkunft der für die Gerinneversuche verwendeten Böden und Substrate

Bezeichnung	Herkunft
FG B4	Zschaitz
FG B5	Saidenbach
FG B6	Sandsteinbruch Reinhardtsdorf
FG B7	Tharandter Wald
FG B8	Geising
FG QM	Ottendorf-Okrilla
FG QM_fSS	Ottendorf-Okrilla
FG QM_fSS_gSS	Ottendorf-Okrilla
DD B1-5	Zschaitz
DD B6-10	Sandsteinbruch Reinhardtsdorf

2.1.1 Bodenanalyse

Von den Böden FG B4 – 8 (Tabelle 3.1; S. 34) wurden Korngrößenverteilung und Gehalt an organischer Substanz (C_{org}) bestimmt. Zusätzlich wurden für die natürlichen Böden FG B4-8 Aggregatgrößenverteilung und Aggregatstabilität erfasst. Die spezifischen Kennwerte der künstlichen Substrate wurden aus den Angaben des Kieswerkes entnommen.

2.1.1.1 Vorbereitung der Substrate

Aus dem Material der natürlichen Böden (FG B4-8) wurden zunächst größere Wurzeln und Steine entfernt. Anschließend wurde der Boden bei 40 °C getrocknet, auf < 3 mm in einem Backenbrecher zerkleinert und homogenisiert. Bis zur Verwendung lagerte der Boden lufttrocken.

2.1.1.2 Körnungsanalyse

Die Körnungsanalyse wurde nach DIN ISO 11277 (ehemals DIN 19683) durchgeführt. Der organische Anteil (C_{org}) im Boden wurde mit Wasserstoffperoxid oxidiert und entfernt. Die Zerstörung der verbleibenden Aggregate erfolgte durch chemische Dispergierung. Parallel dazu wurden die Aggregate des Bodens FG B7 nach einem nicht standardisierten Verfahren im Ultraschallbad zerstört. Dabei wurden die Proben dem Ultraschall 3 mal 15 Minuten ausgesetzt. Durch Nasssiegung und Schlämmanalyse konnten anschließend die Sand-, Schluff- und Tongehalte [Masse-%] bestimmt werden.

2.1.1.3 Aggregatgrößenverteilung

Zur Bestimmung der Aggregatgrößenverteilung kam eine Siebmaschine zum Einsatz. Die Aggregate des lufttrockenen Bodens FG B4-8 (s. Kap. 2.1.1.1) wurden in Fraktionen > 2; 2-0,63; 0,63-0,2 und < 0,2 mm getrennt. Die Auftrennung erfolgte bei einer Siebdauer von 2 min, einer Vibrationsfrequenz von 50 Hz und einer Amplitude von 0,5 mm. Die künstlichen Substrate waren nicht aggregiert.

2.1.1.4 Aggregatstabilität

Zur Bestimmung der Aggregatstabilität wurden durch Siebung aus dem lufttrockenen Boden Aggregate mit einem äquivalenten Durchmesser von > 1 mm gewonnen. Die Untersuchung zur Stabilität der Aggregate erfolgte unter Ultraschalleinwirkung im Wasserbad.

Die Aggregate wurden dazu auf einem Siebeinsatz mit 1 mm Maschenweite platziert, mit einer Sprühflasche vorsichtig angefeuchtet und langsam in ein mit Leitungswasser gefülltes Becherglas eingelassen bis alle Aggregate vollständig von Wasser umhüllt waren. Die Beschallung im Ultraschallbad dauerte 4 mal je eine Minute und 2 mal je 2 Minuten. Nach jeder Beschallung wurden die auf dem Siebeinsatz verbliebenen Aggregate samt Siebeinsatz in ein weiteres Becherglas überführt und erneut beschallt.

Die nach der vollständigen Ultraschalldauer restlich auf dem Sieb verbleibenden Aggregate sowie die Siebdurchsätze in den Bechergläsern wurden nach Trocknung bei 105 °C gewogen und die Menge in Prozent zur eingewogenen Probenmenge bestimmt. Die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse wurde durch 3 parallele Ultraschallbehandlungen mit Aggregaten aus dem Boden FG B6 geprüft.

2.2 Gerinneversuche

2.2.1 Kleingerinne

2.2.1.1 Gerinneaufbau

In der vorliegenden Arbeit wurde Rillenerosion in einem eigens dafür konstruiertem Kleingerinne (Abbildung 2.1) mit 2 m Länge und 0,1 m Breite untersucht.

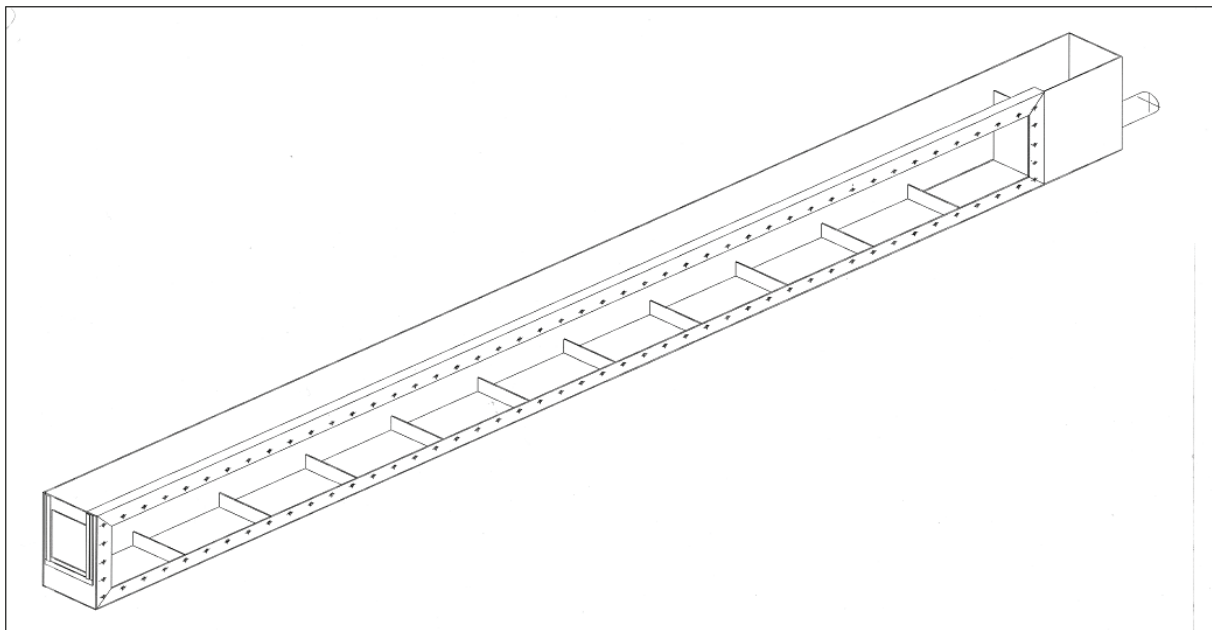


Abbildung 2.1: Anlagenschema des Kleingerinnes der TU Freiberg (Zeichnung: Tackmann)

Der Anlagenaufbau besteht aus Einlauf- (Abbildung 2.2) und Erosionsbereich (verglaster Teil; Abbildung 2.3), Auslauf-, Auffang- und Pumpenbereich (Abbildung 2.4 und Abbildung 2.5). Die Sohle des Erosionsbereichs ist in 11 gleichgroße Abschnitte unterteilt. Sie fassen das Drainagewasser aus der Bodenschicht einzeln und leiten es in Messzylinder ab (Abbildung 2.3). Das abfließende Wasser wird vom Auffangbereich durch eine Schmutzwasserpumpe zurück in den Einlauf gefördert (Abbildung 2.5). Die Rückförderung wird durch einen Kugelhahn geregelt.

Zur Messung von Rauigkeitshöhen wurde über dem Gerinne, entlang der Gerinneachse eine Traverse mit einem aufmontierten Laser der Firma WELOTEC installiert (Abbildung 2.6). Auf einer Strecke von einem Meter wurden vollautomatisch 270 Datenpunkte vermessen.



Abbildung 2.4: Auffangbereich des sedimentbeladenen Oberflächenabflusses



Abbildung 2.5: Auffangbereich mit Schmutzwasserpumpe und Rückförderung

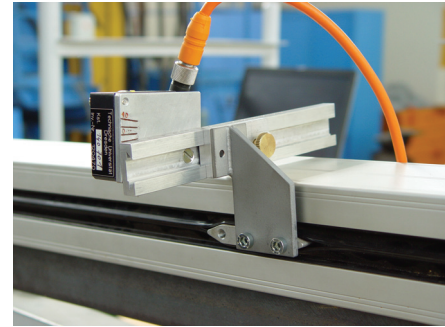


Abbildung 2.6: Laserapparat zur Rauigkeitsbestimmung

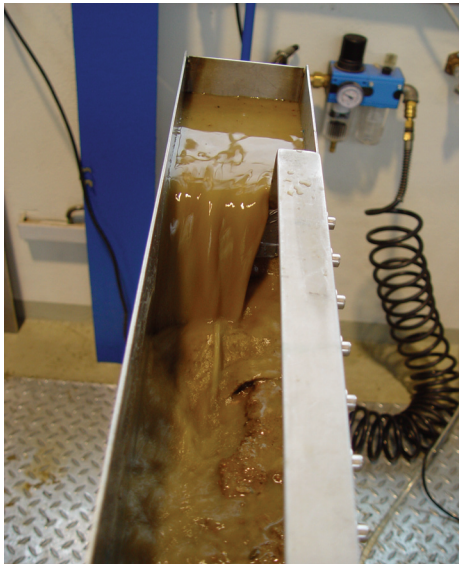


Abbildung 2.2: Einlaufbereich des Kleingerinnes

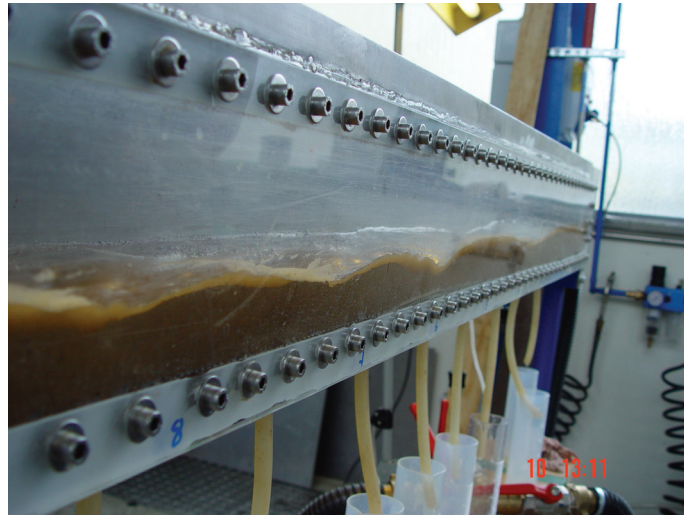


Abbildung 2.3: Verglaste Seitenfront des Kleingerinnes; Ableitung des Drainagewassers in Messzylinder

2.2.1.2 Versuchsdurchführung

Zur Simulation von Rillenerosion wurden sowohl die natürlichen Böden als auch die künstlichen Substrate in das Kleingerinne gefüllt und überströmt. Für die Überströmung wurden sowohl der Durchflussvolumenstrom [$\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$] als auch die Sohlneigung [% bzw. $\text{m}\cdot\text{m}^{-1}$] des Gerinnes gezielt variiert.

Im Zuge der ersten Versuchsreihe im Kleingerinne wurde der Boden (FG B4) lose, trocken- und nassverdichtet eingebaut. Dazu wurde die Sohlneigung des Gerinnes auf 2, 4 und 6 %

eingestellt (s. Tabelle 2.2). Weitere Bodensubstrate wurden bei 2 % Neigung und losem Einbau überströmt. Sporadisch wurden Neigungsmessungen der Abflusssohle auch während der Überströmungsversuche durchgeführt. Dazu wurde mit Hilfe einer Wasserwaage die Höhendifferenz der Abflusssohle auf einem Meter bestimmt. Insgesamt konnten im Kleingerinne 146 Überströmungsversuche durchgeführt werden (Tabelle 3.1; S. 34).

Innerhalb einer Versuchseinheit wurde der aufbereitete Boden (s. Kap. 2.1.1.1) stets gleich in das Gerinne eingebaut und plan abgezogen, um eine gleichbleibende Mächtigkeit der Bodenschicht zu erreichen. Somit konnten kontrollierbare und reproduzierbare Versuchsbedingungen geschaffen werden.

Die Versuchseinheiten gliederten sich nach:

- i) der Variation von **Bodeneigenschaften** (Lagerungsdichte $0,94\text{--}1,81\text{ g*cm}^{-3}$; Korn- und Aggregatgrößenverteilung),
- ii) der Variation des **Durchflussvolumenstromes** (Der Einfachheit halber wird im weiteren der Durchflussvolumenstrom dem Durchfluss bzw. Abfluss gleichgesetzt. Der Durchfluss bezieht sich auf das Volumen, nicht auf die Masse. Variiert wurde mit: $Q_1 = 0,06\text{ l*s}^{-1}$; $Q_2 = 0,125\text{ l*s}^{-1}$ und $Q_3 = 0,3\text{ l*s}^{-1}$) und
- iii) der Variation der **Sohlneigung** des Gerinnes mit $I_s = 2\text{ \%}$, 4 \% und 6 \% .

Die Versuchseinheiten, mit Ausnahme der Versuche mit den künstlichen Substraten, wurden mindestens 3 mal wiederholt. Aus den Messwiederholungen wurden Mittelwerte gebildet. Die Überströmungsversuche mit den künstlichen Substraten konnten aus Zeitgründen nur 1 mal durchgeführt werden. Hier wurde bei 2 % Sohlneigung lediglich der Durchfluss variiert.

FG B4 wurde zusätzlich zum losen Einbau verdichtet (FG B4_{tvd}). Zur Verdichtung wurde ein gut in das Gerinne passendes Brett auf den Boden aufgelegt und mit 4 Schraubzwingen gleichmäßig angepresst.

Die Variation von Sohlneigung ($I_s = 2\text{ \%}$, 4 \% und 6 \%) und Lagerungsdichte ($_{uvd, tvd}$) konnte lediglich für FG B4 realisiert werden. Alle anderen Versuche wurden bei 2 % Sohlneigung durchgeführt (Tabelle 2.2). Die Lagerungsdichte ergab sich dann aus dem losen, unverdichteten Einbau.

Ebenfalls feucht musste das künstliche Substrat FG QM eingebaut werden, da im trockenem Zustand Luftblasen aufstiegen und die plane Oberfläche zerstörten. Das Aufsteigen von Luftblasen konnte durch oberflächliches Anfeuchten allein nicht verhindert werden.

Für einen Großteil der Versuche im Kleingerinne stand eine Laserapparatur zur Vermessung der Oberflächenrauigkeit zur Verfügung. Das vom Laser ausgegebene Spannungssignal wurde über eine Kalibration in eine Distanz (Meter) umgerechnet. Die Lasermessung konnte bei geringem Durchfluss (Q_1) im laufenden Betrieb erfolgen. Bei höheren Durchflüssen (Q_2 und Q_3) wurde die Überströmung für die Dauer der Lasermessung unterbrochen. Die Oberflächenrauigkeit wurde vor dem Beginn der Überströmung, mehrmals während der Überströmung und nach Beendigung des Versuchs gescannt.

Tabelle 2.2: Übersicht der durchgeführten Versuchsanordnungen im Kleingerinne (uvd = unverdichtet; tvd = trockenverdichtet; $Q_1 = 0,06 \text{ l*s}^{-1}$; $Q_2 = 0,125 \text{ l*s}^{-1}$ und $Q_3 = 0,3 \text{ l*s}^{-1}$)

I_S [%]	2		4		6	
Verdichtung	$Q_{1-3 \text{ uvd}}$	$Q_{1-3 \text{ tvd}}$	$Q_{1-3 \text{ uvd}}$	$Q_{1-3 \text{ tvd}}$	$Q_{1-3 \text{ uvd}}$	$Q_{1-3 \text{ tvd}}$
FG B4	x	x	x	x	x	x
FG B5	x					
FG B6	x					
FG B7	x					
FG B8	x					
FG QM	x					
FG QM fSS	x					
FG QM fSS gSS	x					

2.2.1.3 Probleme der Versuchsdurchführung

Zu Beginn der Überströmungsversuche mit lufttrocken eingebautem Boden drangen Luftblasen aus dem Boden nach oben und zerstörten die plan abgezogene Oberfläche (Abbildung 2.7 und Abbildung 2.8). Rillenköpfe entwickelten sich nun sofort an den durch die Luftblasen hervorgerufenen Unebenheiten. Dies war für den Versuchsablauf unerwünscht. Abhilfe konnte durch langsames, vorsichtiges Anfeuchten der Bodenoberfläche mit einer Sprühflasche geschaffen werden (allerdings nicht für FG QM). Die Befeuchtungsfront drang dabei ca. 0,01 m in den Boden ein. Wurde anschließend mit dem Überströmungsversuch begonnen, drangen keine Luftblasen mehr auf.

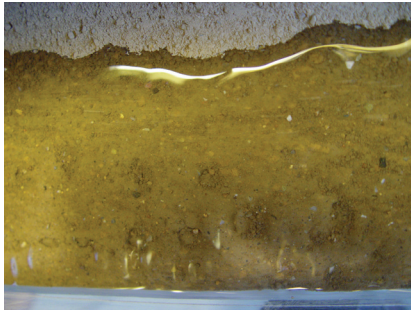


Abbildung 2.7: Zerstörung der plan abgezogenen Bodenoberfläche durch aufsteigende Luftblasen

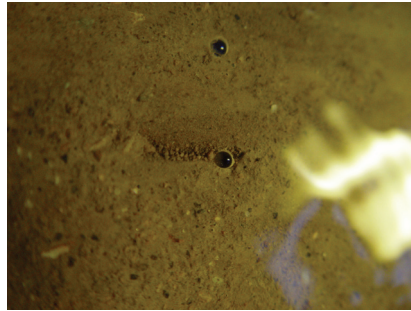


Abbildung 2.8: Aufsteigende Luftblasen



Abbildung 2.9: Beginnende Ausspülung entlang der Seitenwände

Vor allem bei losem Einbau, hohem Durchfluss und bei steilen Sohlneigungen drang der Oberflächenabfluss entlang der Seitenwände durch den Boden und erodierte diesen punktuell bis zur Gerinnesohle (Abbildung 2.9). Um dies zu verhindern, wurde der Boden mit der flachen Seite eines Spatels unmittelbar und ausschließlich an der Gerinnewandung verdichtet und erneut bis zur planen Oberfläche aufgefüllt und abgezogen.

2.2.2 Großgerinne

Parallel zu den Versuchen im Kleingerinne konnten Überströmungsversuche in einem Großgerinne des Hubert-Engels Labor der TU Dresden durchgeführt werden (Abbildung 2.10). Die Anlage war mit 26 m Länge und 0,88 m Breite wesentlich größer dimensioniert als das Kleingerinne. Eine genaue Beschreibung der Anlage sowie der Versuchsdurchführungen liefert Tackmann (2009). An dieser Stelle werden lediglich in kurzer Form die wichtigsten Punkte festgehalten.

In das Großgerinne wurden analog zum Kleingerinne verschiedene Böden eingebaut (DD B1-10; s. Tabelle 2.1; S. 15). Die Böden DD B1-5 und FG B4 stammen vom selben Standort (Zschaitz). Die Charge DD B4 und FG B 4 ist dabei identisch. Zur Unterscheidung der Böden hinsichtlich des Gerinneinsatzes werden die Kürzel DD (Dresden) und FG (Freiberg) eingeführt. Weiterhin wurde im Kleingerinne der TU Bergakademie Freiberg mit der Charge des Bodens B4 begonnen, weshalb diesem die Bezeichnung FG B4 zugeteilt wurde.

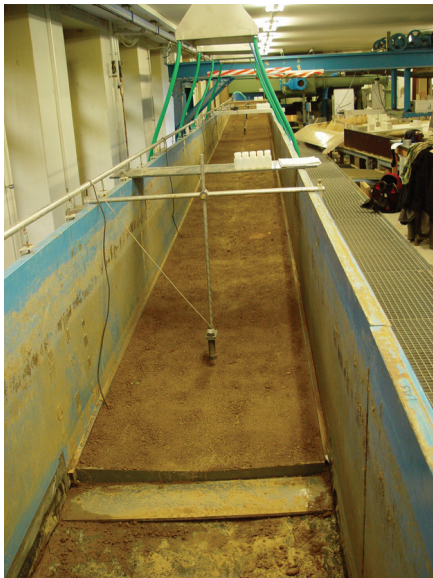


Abbildung 2.10: Großgerinne im Wasserbaulabor der TU Dresden

Die großen Mengen an Boden, die in das Großgerinne eingebaut werden mussten, bedingten lange Pausen zwischen den Versuchen. Später wurde daher nur die oberflächennahe Schicht ausgetauscht (ca. 0,1 m) und der verbleibende Boden darunter aufgeharkt. Der im Gerinne verbleibende Boden bildete mit der Zeit eine dicht gelagerte Schicht. Erosion in den jeweils neu aufgetragenen, losen Boden endete zumeist am Übergang zur dichten Schicht.

Der Boden wurde sowohl überströmt als auch im unteren Teil der Anlage auf 4 Segmenten beregnet. Die Überströmung wurde zunächst mit Klarwasser realisiert, das am Auslauf des Gerinnes gefasst und anschließend der Sedimente zum Einlauf zurückge-

pumpt wurde. Überschüssiges Wasser wurde abgeschlagen. Kontinuierlicher Durchfluss stellte sich nach einer anfänglichen Übergangsphase ein. Unterhalb der beregneten Segmente stieg der Durchfluss mit ca. $0,1 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ pro Segment an.

Der Umbau des Großgerinnes auf 4 % bzw. 6 % Sohlneigung hatte eine Verkürzung auf 18 bzw. 12 m Länge zur Folge.

Während der Beregnungs- und Überströmungsversuche wurden u. a. Fließgeschwindigkeit und -tiefe des Oberflächenabflusses sowie dessen Sedimentkonzentration gemessen. In den weiterführenden Versuchen wurden zudem die Phänomene der Rillenerosion (Anzahl an Rillenköpfen, deren Erosionsgeschwindigkeit, etc.) dokumentiert und gemessen. Aufgrund der Größe der Anlage repräsentieren die Versuche zwar annähernd naturnahe Verhältnisse, ließen aber nur in eingeschränktem Umfang reproduzierbare Messungen zu. Phänomene, wie der genaue Beginn der Ausbildung von Rillenköpfen oder die Bildung von mikrotopographischen Oberflächenstrukturen, etc. blieben im Großgerinne gänzlich unzugänglich. Sie konnten dagegen im Kleingerinne präzise beobachtet, dokumentiert und gemessen werden.

Auf Grundlage der Versuche im Großgerinne wurde von Tackmann (2009) ein weiteres kleindimensioniertes Gerinne konstruiert. In diesem konnte u. a. das Strömungsverhalten im Rillenkopf simuliert und mit einer aufwendigen Laserapparatur gemessen werden. Tackmann (2009) entwickelte daraus ein mathematisches Modell zur Rillenerosion.

2.3 Kennwerte

2.3.1 Bodenspezifische Kennwerte

Aus der Analyse von Primärkörnung (s. Abschnitt 2.1.1.2), Aggregatgrößenverteilung (s. Abschnitt 2.1.1.3) und Aggregatstabilität (s. Abschnitt 2.1.1.4) können verschiedene Größen zur weiteren Kennzeichnung der Bodensubstrate abgeleitet werden.

2.3.1.1 Ableitung von Kenngrößen aus der Korngrößenverteilung

Die quantitative Zusammensetzung der Böden, beispielsweise Ton-, Schluff- und Sandgehalt, lässt sich nur schwer in eine mathematische Beziehung zu den beobachteten Erosionsphänomenen bringen. Die Korngrößenverteilung wurde daher mit Hilfe eines regressionsanalytischen Ansatzes parametrisiert.

Gleichung 2.1 gibt in Abhängigkeit der Parameter x_0 und p den Verlauf der spezifischen Körnungssummenkurve hinreichend genau wieder. Die Parameter x_0 und p beschreiben Position (x_0) und Anstieg (p) der Regressionskurve (Abbildung 2.11). Im Falle der Körnungssummenkurven bezeichnen hohe x_0 -Werte hohe Sandgehalte bzw. niedrige Schluff- und Tongehalte.

Der Parameter p ist ein Maß für die Sortierung der Körner. Hohe p -Werte stehen stellvertretend für eine gute Sortierung.

Gleichung 2.1

$$y = \frac{A1 - A2}{1 + (x / x_0)^p} + A2 \quad [-]$$

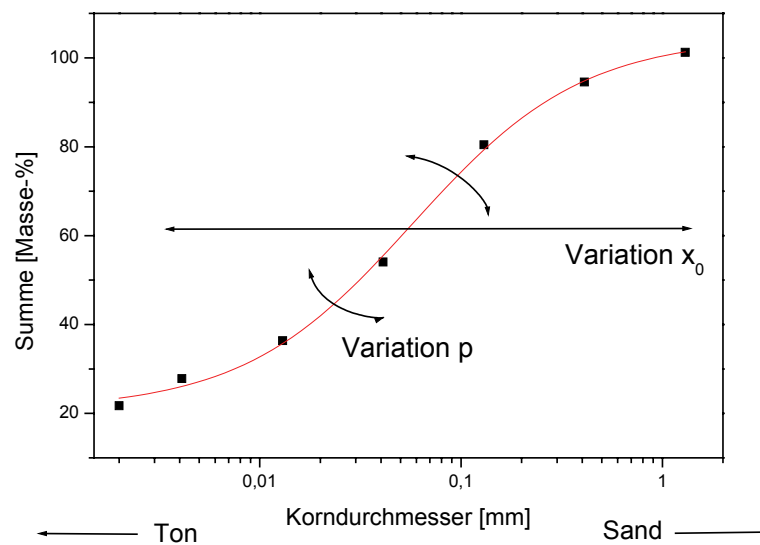


Abbildung 2.11: Ableitung der Parameter x_0 und p von der Körnungssummenkurve auf Grundlage der Gleichung 2.1

2.3.1.2 Ableitung der Aggregatstabilität

Aus der mathematischen Beschreibung des Zerfalls der Aggregate über die Zeit wurde mit Hilfe der Regressionsanalyse der Stabilitätsparameter t abgeleitet (Gleichung 2.2). Der Parameter t bezeichnet den Anstieg der Regressionsfunktion und charakterisiert somit die Stabilität der Aggregate. Der Parameter t entspricht einer Zerfallsrate. Die Dimension ist Prozent pro Zeiteinheit [%/Zeit]. Da es sich um eine Exponentialfunktion handelt, in der t zudem im Nenner steht, kennzeichnen hohe t -Werte stabile, kleine Werte dagegen labile Aggregate (Abbildung 2.12).

Gleichung 2.2
$$y = y_0 + Ae^{(-x/t)} \quad [-]$$

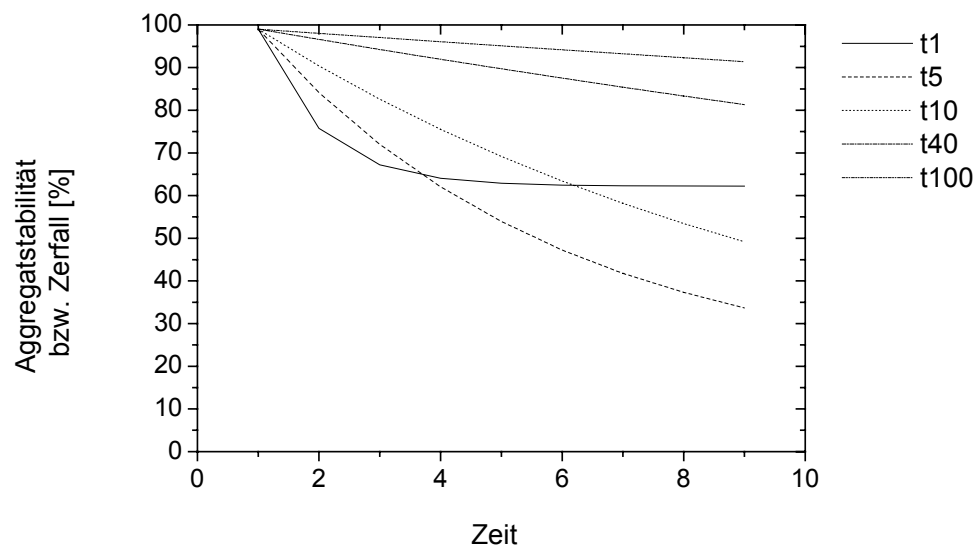


Abbildung 2.12: Schema des Einflusses der Aggregatstabilität auf den Parameter t auf Grundlage der Gleichung 2.2

2.3.1.3 Lagerungsdichte

Die Lagerungsdichte des Bodens wurde aus der Masse des eingebauten Bodens und dem damit ausgefüllten Gerinnevolumen im Kleingerinne errechnet. Das ausfüllbare Gerinnevolumen war stets konstant und betrug 7780 cm^3 .

2.3.1.4 Partikelrauigkeit

Von oberflächennahen Partikeln konnten die Rauigkeitshöhen nicht direkt gemessen werden. Sie wurden daher einerseits indirekt über das Abflussverhalten bestimmt, in dessen Ergebnis die hydraulische Rauigkeit steht. Dazu kamen zwei nach Tackmann (2009) experimentell ermittelte Funktionen zum Einsatz (Gleichung 2.3; Gleichung 2.4). Der klassische Ansatz nach Manning-Strickler versagt bei Dünnschichtabflüssen (Govers et al., 2007). Das Abflussverhalten dünnschichtiger Wasserfilme wird besonders durch die geringe Mächtigkeit des Abflussfilmes h und die dagegen hohe Rauigkeitshöhe k , bestimmt. Auf Basis von Überströmungsversuchen konnte Tackmann (2009) für den Bereich $10^{-4} < k/h < 0,3$ die Gültigkeit der Gleichung 2.3 und für den Bereich $k/h > 0,3$ die Gültigkeit der Gleichung 2.4 nachweisen.

Gleichung 2.3
$$k = 10^{\left(\frac{-v+19,95}{-17,71*\sqrt{h*I_E}}\right)+\lg h}$$
 m

Gleichung 2.4
$$k = 10^{\left(\frac{-v}{C_1*\sqrt{h*I_E}}\right)+\lg h}$$
 m

mit $C_I = 1,522 \text{ m}^{1/2} \cdot \text{s}^{-1}$

und $v = \text{Abflussgeschwindigkeit } [\text{m} \cdot \text{s}^{-1}]$

$h = \text{Mächtigkeit des Abflussfilmes } [\text{m}]$

$k = \text{Rauigkeitshöhe } [\text{m}]$

$I_E = \text{Energienliniengefälle (vereinfacht: Sohlneigung } I_S) [\text{m} \cdot \text{m}^{-1}]$

Andererseits wurde zur Abschätzung der Rauigkeitshöhen der Partikeldurchmesser bei 90 % Siebdurchgang (d_{90}) bestimmt (Bollrich, 1996). Der d_{90} Wert gilt als Annäherung an die tatsächliche Rauigkeitshöhe der Einzelpartikel. Die Partikel sind sowohl Einzelkörner als auch Aggregate. Die Ermittlung von d_{90} erfolgte aus der Summenkurve der Partikelgrößenverteilung.

2.3.2 Hydraulische Kennwerte

2.3.2.1 Fliesstiefenmessung

Die Messung der Fliesstiefe erfolgte manuell an festgelegten Punkten entlang der Gerinne. Dazu wurde ein Stahlmaßstab mit 0,5 mm Einteilung verwendet. Der Maßstab wurde bis zur Substratoberfläche eingetaucht und die Mächtigkeit der Wasserschicht direkt abgelesen. Zusätzlich konnte die Fliesstiefe aus der Durchfluss-Fließgeschwindigkeits-Beziehung ermittelt werden (Gleichung 2.5).

$$\text{Gleichung 2.5} \quad d = Q / v * a \quad [m]$$

mit: d = Fliesstiefe [m]

Q = Durchfluss [$l \cdot s^{-1}$]

v = Fliessgeschwindigkeit [$m \cdot s^{-1}$]

a = Gerinnebreite [m]

Die Fliessgeschwindigkeit v wird dabei gemessen (s. Abschnitt 2.3.2.2). Der Durchfluss Q und die Gerinnebreite a sind jeweils konstant. Die Messung der Fliesstiefe war nur in der Phase des flächenhaften Abflusses hinreichend genau, da in der anschließenden Phase der Rillenerosion die hydraulische Dynamik reproduzierbare Messungen nicht zulies.

2.3.2.2 Fliessgeschwindigkeitsmessung

Die mittlere Fliessgeschwindigkeit wurde mit einem Farbtracer gemessen. Im Kleingerinne wurde auf einer Strecke zwischen 0,2 m und 1,6 m der Gerinnelänge gemessen, im Großgerinne abschnittsweise. Eine Tracer basierte Geschwindigkeitsmessung setzt sich aus vier eng aufeinanderfolgenden Einzelmessungen zusammen. Die Fliessgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses wurde als Mittelwert aus diesen 4 Messungen abgeleitet.

Vergleichend kamen MID (magnetisch induktive Durchflussmessung), Staurohr und hydro-metrischer Flügel zur Bestimmung der lokalen Fliessgeschwindigkeit zum Einsatz. MID, Staurohr und Flügel erwiesen sich jedoch als fehleranfällig bzw. wegen zu geringer Fliesstiefen nicht einsetzbar, so dass auf deren durchgängigen Einsatz verzichtet wurde.

Eine Kalibration der Messungen von Tracer, Staurohr und MID gegen die ermittelte Fliessgeschwindigkeit der Durchfluss-Flächen-Beziehung ($v = Q / A$) wurde bei gleichförmigstationärem Fließen in einem eigens dafür vorgesehenem Gerinne des Dresdner Wasserbau-labors durchgeführt.

2.3.2.3 Sohlneigung

In den Experimenten mit dem Boden FG B4 wurden die Sohlneigungen stufenweise von $I_s = 2 \%$ auf 4% und 6% erhöht. Die Bodensubstrate FG B5-8 und die künstlichen Substrate wurden bei $I_s = 2 \%$ überströmt.

2.3.2.4 Strömungsdynamik

Die Hydraulik des Abflusses im Gerinne wurde zunächst mit der kontinuierlichen Messung von Fliesstiefe (Abschnitt 2.3.2.1) und Fließgeschwindigkeit (Abschnitt 2.3.2.2) bestimmt. Bedingt durch die Gerinnegeometrie und der zunächst homogenen Rauigkeitshöhe stellte sich zu Beginn der Überströmungen flächenhafter Abfluss ein.

Während des flächenhaften Abflusses konnten die Fliesstiefen sowohl manuell als auch aus den Messungen der Strömungsgeschwindigkeiten ermittelt werden. Mit Beginn der Rillenbildung unterlagen sie hoher räumlicher und zeitlicher Dynamik und waren nicht mehr fassbar.

Aus den Größen Fliesstiefe und –geschwindigkeit leiten sich Reynolds- und Froude-Zahl sowie Sohlschubspannung bzw. Sohlschubspannungsgeschwindigkeit ab. In die Sohlschubspannung geht der hydraulische Radius ein. Er ergibt sich aus dem vom Abfluss benetzten Umfang im Gerinne. Ab einem Verhältnis von Fliesstiefe:Gerinnebreite von 1:3 wird der Einfachheit halber der hydraulische Radius durch die Fliesstiefe ersetzt (Bollrich, 1996). Die Dichte des Abflusses wurde durch die geringe Sedimentkonzentration nicht nennenswert verändert.

Ein Teil des Abflusses infiltrierte in den Boden. Die Infiltration wurde indirekt über die Drainage des Bodens ermittelt (s. Abschnitt 2.2.1.1). Die Bestimmung der Menge des gefassten Drainagewassers erfolgte in Zeitintervallen volumetrisch in Messzylindern. Der infiltrierte Anteil aus dem Oberflächenabfluss war marginal und betrug i. d. R. weniger als 1 %.

2.3.2.4.1 Reynolds- und Froude-Zahl

Die Reynoldszahl ist ein Maß für Turbulenz des Abflusses. Allgemein gilt für offene Gerinne ein kritischer Wert von 2320, bei dem laminares in turbulentes Fließen umschlägt (Bollrich, 1996). Laminare Fließen ist auch bei höheren Reynoldszahlen möglich. Jedoch wird das hydraulische System hierbei zunehmend instabiler und kleinste Störungen bewirken eine irreversible Umkehr in turbulente Verhältnisse (Bollrich, 1996). Die Reynoldszahl errechnet sich aus:

$$\text{Gleichung 2.6} \quad \text{Re} = \frac{v * 4 * r_{hyd}}{\eta} \quad [-]$$

mit Re = Reynoldszahl,
 v = Fließgeschwindigkeit [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$],
 r_{hyd} = hydraulischer Radius [m] und
 η = kinematische Viskosität [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$].

Die Froude-Zahl (Gleichung 2.7) ist in hydrodynamischen Systemen ein Maß für die Ausbreitung von Wellen im Vergleich zur Fließgeschwindigkeit (Bollrich, 1996). In Gerinnen wird nach strömendem bzw. subkritischem ($Fr < 1$), kritischem ($Fr = 1$) und schießendem bzw. superkritischem Abfluss ($Fr > 1$) unterschieden. Im ersten Falle vermag sich eine Oberflächenwelle entgegen der Fließrichtung auszubreiten. Tritt schießender Abfluss ein, ist dies nicht mehr möglich und die Welle setzt sich nur noch in Fließrichtung fort.

$$\text{Gleichung 2.7} \quad Fr = \frac{v}{\sqrt{g \cdot d}} \quad [-]$$

mit Fr = Froude-Zahl,
 v = Fließgeschwindigkeit [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$],
 g = Gravitation [$\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$] und
 d = Fliesstiefe [m].

2.3.2.4.2 Sohlschubspannung und Sohlschubspannungsgeschwindigkeit

Die Sohlschubspannung beschreibt die durch den Abfluss auf das Gerinnebett einwirkende Scherkraft. Die Scherkraft wird durch die Mächtigkeit und Dichte des Abflussfilmes sowie durch das Energieliniengefälle bestimmt (Gleichung 2.8; Bollrich, 1996).

$$\text{Gleichung 2.8} \quad \tau = \rho \cdot g \cdot r_{hyd} \cdot I_E \quad [\text{N} \cdot \text{m}^{-2}]$$

mit τ = Sohlschubspannung [$\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$],
 ρ = Dichte des Oberflächenabflusses [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$],
 g = Gravitation [$\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$],
 r_{hyd} = hydraulischer Radius [m] und
 I_E = Energieliniengefälle (vereinfacht: Sohlneigung I_S) [$\text{m}\cdot\text{m}^{-1}$].

Die Wurzel aus dem Quotienten der Sohlschubspannung und Dichte des Abflusses wird als Sohlschubspannungsgeschwindigkeit ν^* bezeichnet (Gleichung 2.9). Es ist zugleich eine häufig in der Literatur verwendete Größe zur Quantifizierung von Rillenerosion (Hairsin und Rose, 1992a bzw. Hairsin und Rose, 1992b; Elliot und Laflen, 1993; Nearing et al., 1997; Zhang et al., 2003).

$$\text{Gleichung 2.9} \quad \nu^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \quad [\text{m/s}]$$

mit ν^* = Sohlschubspannungsgeschwindigkeit [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$],
 τ = Sohlschubspannung [$\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$] und
 ρ = Dichte des Oberflächenabflusses [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$].

2.3.3 Spezifische Kennwerte der Rillenerosion

Die Erfassung bzw. Quantifizierung der Rillenerosion erfolgte letztendlich mit Hilfe von fünf spezifischen Kennwerten:

1. dem **Beginn der Rillenerosion** [min]
2. der Anzahl an Rillenköpfen ($Rill_{\text{Anz}}$), die sich während der Überströmung ausbilden bzw. die daraus abgeleitete:

Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} [$Rill_{\text{Anz}}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{min}^{-1}$],

3. dem **Erosionsfortschritt der Rillenköpfe** ν_{Rill} [$\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$],

4. der **Bestandsdauer der Rillenköpfe** [min] und
5. der **Sedimentkonzentration** c [$\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$] im Gerinneabfluss.

Zusätzlich zu den fünf genannten Kennwerten wurden Formrauigkeiten mit einem Laser bestimmt.

2.3.3.1 *Beginn der Rillenerosion*

Der Beginn der Rillenerosion ergibt sich aus der zeitlichen Differenz zwischen dem Überströmungsbeginn und der ersten visuellen Erfassung von Rillenköpfen. In dieser Phase wurde der Boden flächig überströmt. Mit einsetzender Rillenerosion begann der konzentrierte Abfluss.

2.3.3.2 *Rillenkopfanzahl und Rillenkopfneubildungsrate*



Abbildung 2.13: Geotextil im unmittelbarem Einlauf des Kleingerinnes

Im Kleingerinne konnten Rillenköpfe auf einer Strecke von 1,6 m beobachtet und gezählt werden. In den oberen 0,2 m des Gerinne verhinderte eine Lage Geotextil eine vorschnelle Erosion des Gerinnbettes durch das einströmende Wasser (Abbildung 2.13), so dass hier keine Rillenköpfe entstehen konnten. In Auslaufnähe wurde der Abfluss durch die Einengung des Fliessquerschnittes leicht gestaut.

Die Zählung der Rillenköpfe begann mit der ersten visuell erfassbaren Eintiefung im Gerinnebett. Sie entwickelte sich im Verlauf zumeist zu einem Rillenkopf weiter. Aus der Anzahl an aufeinanderfolgenden Rillenköpfen pro Meter und Zeit wurde der Begriff der **RILLENKOPFNEUBILDUNGSRATE** ρ_{Rill} [$\text{Rill}_{Anz} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{min}^{-1}$] eingeführt. Diese normierte Größe

erlaubt es die Ergebnisse verschiedener Versuche miteinander zu vergleichen.

2.3.3.3 *Erosionsfortschritt der Rillenköpfe*

In engen Zeitintervallen wurde die Position der jeweiligen Rillenköpfe im Gerinne bestimmt und daraus der Erosionsfortschritt v_{Rill} abgeleitet. Der Erosionsfortschritt der Rillenköpfe wurde von der ersten Eintiefung bis zum Verschwinden des Rillenkopfes gemessen.

2.3.3.4 Bestandsdauer der Rillenköpfe

Die Bestandsdauer der Rillenköpfe wurde aus dem Zeitintervall zwischen erster Sichtung und Verschwinden des Rillenkopfes im Gerinnebett ermittelt. Rillenköpfe verloren sich entweder an einem beliebigen Punkt entlang der Fließstrecke oder am Ende des Gerinnes.

2.3.3.5 Sedimentkonzentration

Zur Sedimentkonzentration im Gerinneabfluss trugen sowohl Rillen- als auch Flächenerosion bei. Eine Trennung des Beitrags beider Erosionsphänomene auf die Sedimentkonzentration war nicht möglich. Allerdings darf unterstellt werden, dass die Sedimentkonzentration im Abfluss zu Beginn der Überströmung bis zum Einsetzen der Rillenerosion maßgeblich bzw. ausschließlich durch die Flächenerosion bestimmt wird. Mit dem Beginn der Rillenbildung verliert der Beitrag der Flächenerosion an Bedeutung. Der Übergang von Flächen- zu Rillenerosion äußert sich in einem schlagartigen Anstieg der Sedimentkonzentration. Bei der Messung der Sedimentkonzentration wurden suspendierte und geschobene Partikel nicht unterschieden.

Die Sedimentkonzentration im Abfluss wurde durch periodische Entnahme von Wasserproben am Zu- und Ablauf in 5 bzw. 10 Minutenabstand ermittelt. Die entnommenen Probenvolumina wurden bei 105 °C getrocknet und der Sedimentrückstand gewogen.

2.3.3.6 Formrauigkeit

Die Formrauigkeit der Bodenoberfläche wurde zusätzlich zur Zählung der Rillenköpfe mit einem Laser bestimmt. Die Traverse zur Lasersteuerung war in ca. 0,6 m Höhe über dem Gerinnebett installiert (Abbildung 2.6; S. 19). Gemessen wurde auf einer Strecke von 1 Meter. Der Laser wurde vollautomatisch gesteuert. Auf einem Meter wurden 270 Datenpunkte aufgenommen. Die ausgegebenen Spannungswerte wurden über eine Kalibrierungsfunktion in Entfernungswerte umgerechnet. Die Bodenoberfläche wurde jeweils vor Überströmungsbeginn, in loser Folge während der Überströmungen sowie nach deren Beendigung gescannt. In den Versuchsreihen mit den Durchflüssen $Q_{2 \text{ und } 3}$ wurde es notwendig die Überströmung während des Scannens zu unterbrechen.

Die relative Standardabweichung (\Rightarrow Standardabweichung / Mittelwert) der Messwerte wurde dabei als Maß der Formrauigkeit (Huang, 1998; Kirckby, 2001) benutzt und wurde aufgrund deren Skalenunabhängigkeit gewählt.

3 Ergebnisse

3.1 Bodenspezifische Kennwerte

3.1.1 Primärkörnung und organischer Kohlenstoff

Die Bodenarten der natürlichen Böden reichen von Us (sandiger Schluff) bis Ls4 (mittel sandiger Lehm) (Tabelle 3.1 und Abbildung 3.1; zu den Bodenarten s. Arbeitsgruppe Boden, 2004 (KA5)). Die Gehalte an organischem Kohlenstoff (C_{org}) variieren zwischen 0,54 bis 2,76 Masse-%. Die künstlichen, aus Quarzmehl und Sand hergestellten Substrate (Tabelle 3.1 und Abbildung 3.2) enthielten keinen analytisch nachweisbaren organischen Kohlenstoff.

Die für die Ermittlung der Primärkörnung notwendige Zerstörung der Aggregate wurde eigens für den Boden FG B7 zum einen durch chemische Dispergierung, zum anderen durch Ultraschallbehandlung erreicht. Während der Schluffgehalt nahezu konstant bleibt, erbringt die Analyse des ultraschallbehandelten Bodens höhere Sand- und geringere Tongehalte im Vergleich zur Dispergierung (Tabelle 3.1). Die unterschiedliche Behandlungsweise wurde beispielhaft für den Boden FG B7 gewählt, um die Auswirkung der verschiedenen Analyseverfahren auf die Parameter x_0 und p zu prüfen (s. Tabelle 3.2).

Tabelle 3.1: Primärkörnung, C_{org} und Körnung der verwendeten Substrate im Kleingerinne (S = Sand; U = Schluff; T = Ton)

Bezeichnung	Herkunft	S	U	T	C_{org}	Bodenart
		[Masse-%]	[Masse-%]	[Masse-%]	[Masse-%]	
FG B4	Zschaitz	25,30	64,94	9,11	0,54	Uls
FG B5	Saidenbach	48,92	36,25	14,83	2,76	Sl4
FG B6	Reinhardtsdorf	46,61	31,95	21,44	1,44	Ls3
FG B7 (Dispergierung)	Tharandter Wald	25,06	57,26	17,67	2,47	Lu
FG B7 (Ultraschall)	Tharandter Wald	38,20	56,80	5,60	2,47	Us
FG B8	Geising	47,20	44,30	8,43	0,85	Uls
FG QM	Ottendorf-Okrilla	5,00	95,00	0,00	0,00	Uu
FG QM_fSS	Ottendorf-Okrilla	50,00	50,00	0,00	0,00	Su4
FG QM_fSS_gSS	Ottendorf-Okrilla	67,68	31,66	0,00	0,00	Su3

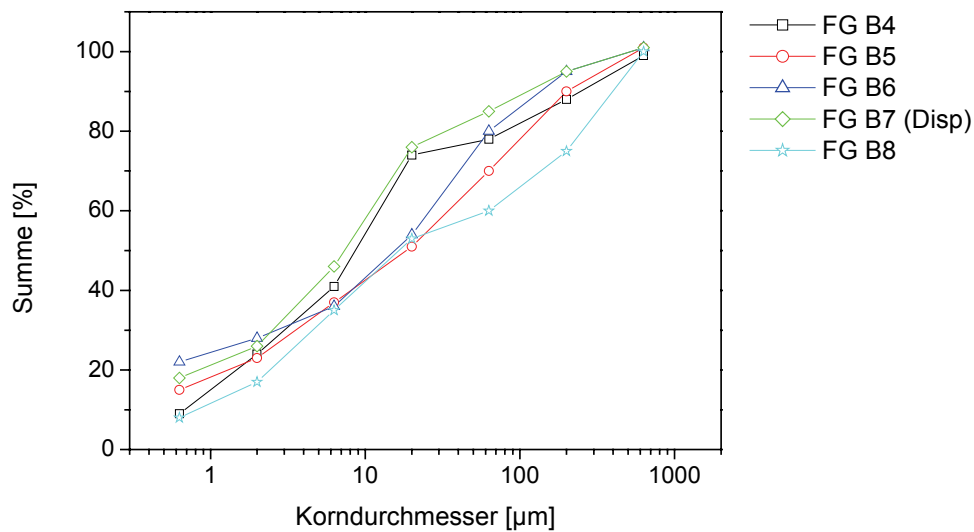


Abbildung 3.1: Körnungssummenkurven der natürlichen Böden FG B4-8; für den Boden FG B7 sind die Analysergebnisse der Dispergierung dargestellt

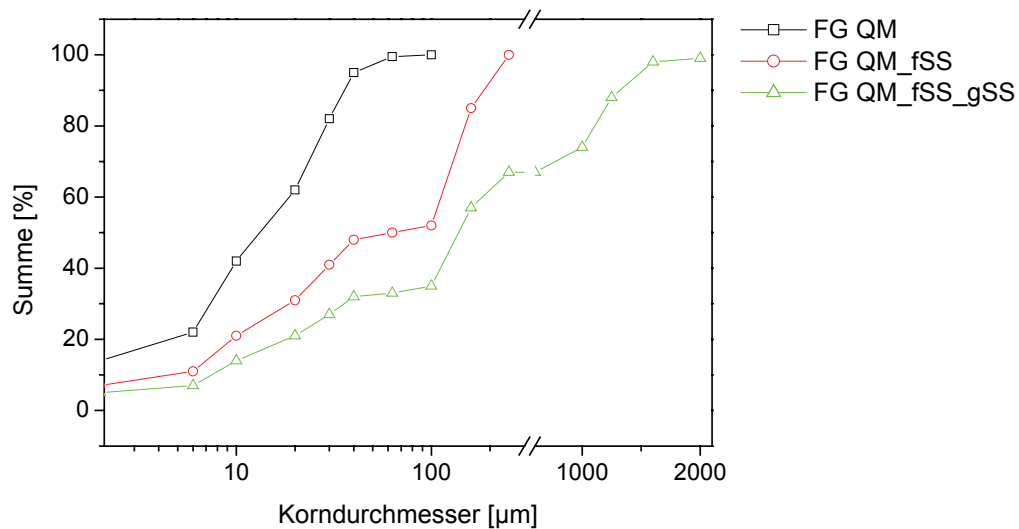


Abbildung 3.2: Körnungssummenkurven der künstlichen Substrate

Zur Parametrisierung der Körnung der natürlichen Böden (FG B4-8) sowie der künstlichen Substrate (FG QM...) wurden die Parameter x_0 und p ermittelt (Tabelle 3.2). Die abweichenden Methoden zur Ermittlung der Körnung des Boden FG B7 haben verschiedene x_0 und p Werte zur Folge (Tabelle 3.2; grau unterlegt), die letztendlich jedoch eine zu geringe Diffe-

renz aufweisen, um sich deutlich von den anderen Böden bzw. künstlichen Substraten zu unterscheiden (Abbildung 3.3; beispielhaft für x_0).

Tabelle 3.2: Körnungsparameter x_0 und p der natürlichen Böden und der künstlichen Substrate

Material/Substrate	x_0	p
FG B4	0,53	0,42
FG B5	41,02	0,56
FG B6	28,93	1,06
FG B7 (Dispergierung)	9,21	1,00
FG B7 (Ultraschall)	13,84	0,98
FG B8	69,10	0,39
FG QM	16,78	1,90
FG QM_fSS	68,85	1,15
FG QM_fSS_gSS	191,99	0,70

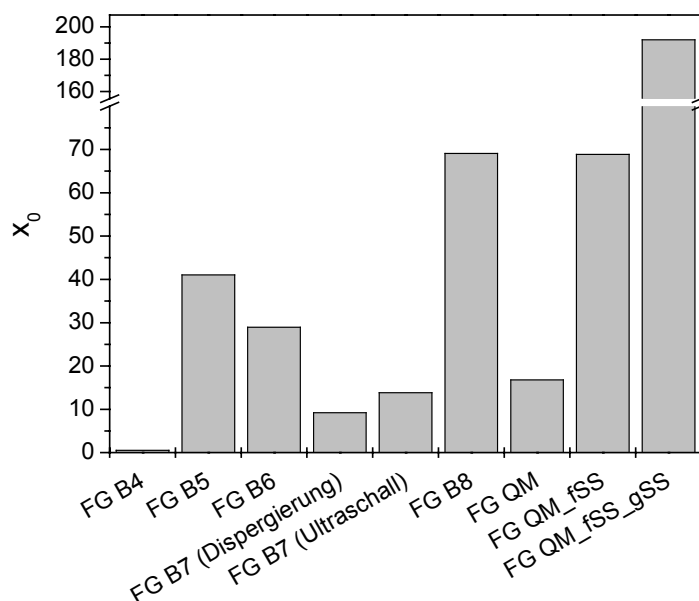


Abbildung 3.3: Darstellung des Parameters x_0 der natürlichen Böden und der künstlichen Substrate

3.1.2 Aggregatstabilität

Die Aggregatstabilitäten reichen von $t = 1,59$ bis $2,83$ (Tabelle 3.3). Der Boden FG B4 wies mit $t = 1,59$ die labilsten und FG B8 mit $t = 2,83$ die stabilsten Aggregate auf.

Zur Prüfung der Reproduzierbarkeit der Methode wurden die Aggregatstabilitätsmessungen für Boden FG B6 3 mal wiederholt. Dabei schwankt t zwischen $1,91$ und $2,26$ (Tabelle 3.3; grau unterlegt). Die Aggregatstabilitäten der anderen Böden können von FG B6 unterschieden

werden. Sie liegen mit Ausnahme von FG B5 außerhalb des Schwankungsbereiches der Aggregatstabilitäten von FG B6 (Abbildung 3.4).

Tabelle 3.3: Aggregatstabilitäten der im Kleingerinne eingesetzten natürlichen Böden

Boden	Aggregatstabilität [-]
FG B4	1,59
FG B5	2,02
FG B6.1	2,26
FG B6.2	1,91
FG B6.3	2,01
FG B7	1,88
FG B8	2,83

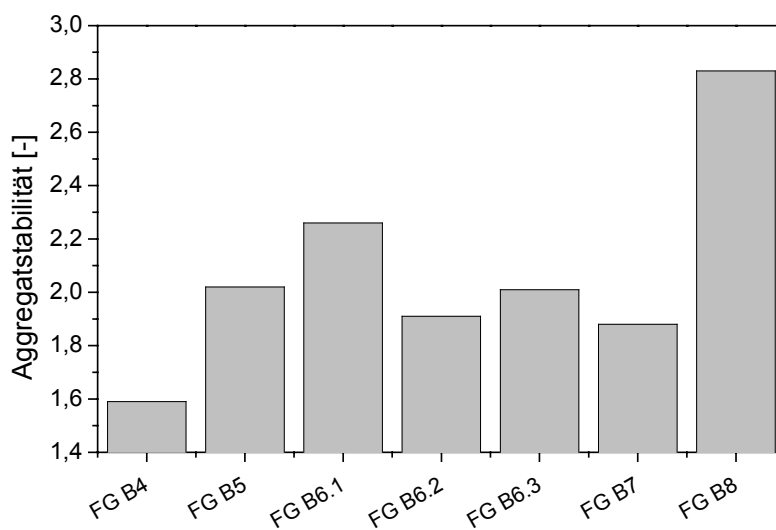


Abbildung 3.4: Aggregatstabilitäten der im Kleingerinne eingesetzten natürlichen Böden

3.1.3 Lagerungsdichte

Die mittleren Lagerungsdichten der in das Kleingerinne eingebauten natürlichen Böden reichen von $0,94 \text{ g*cm}^{-3}$ bis $1,51 \text{ g*cm}^{-3}$ (Tabelle 3.4). Die künstlichen Substrate sind durchweg dichter gelagert ($1,58\text{--}1,81 \text{ g*cm}^{-3}$). FG B4_{tv} wurde nach Einbau manuell verdichtet. Die Lagerungsdichten der übrigen Substrate ergaben sich aus dem losen Einbau. Trotz des standardisierten Einbauverfahrens (s. Abschnitt 2.2.1.2) variiert die Lagerungsdichte innerhalb der Versuchseinheiten mit gleichem Boden.

Tabelle 3.4: Mittlere Lagerungsdichten der in das Kleingerinne eingebauten natürlichen Böden und künstlichen Substrate ($_{\text{uvd}}$ = unverdichtet; $_{\text{tvd}}$ = trockenverdichtet)

Boden	Neigung [%]	Lagerungsdichte [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$]
FG B4 _{uvd}	2	1,35
FG B4 _{tvd}	2	1,41
FG B4 _{uvd}	4	1,31
FG B4 _{tvd}	4	1,46
FG B4 _{uvd}	6	1,28
FG B4 _{tvd}	6	1,51
FG B5 _{uvd}	2	1,02
FG B6 _{uvd}	2	1,21
FG B7 _{uvd}	2	0,94
FG B8 _{uvd}	2	1,30
FG QM _{uvd}	2	1,58
FG QM _{fss} _{uvd}	2	1,67
FG QM _{fss} _{gss} _{uvd}	2	1,81

3.1.4 Partikelrauigkeit

Die Rauigkeitshöhe der Bodenpartikel wurde nach Tackmann (2009) durch Gleichung 2.3 bestimmt. Dabei wurden die hydraulischen Rauigkeitshöhen zu Beginn der Überströmung sowie unmittelbar beim Übergang von Flächen- zur Rillenerosion ermittelt. Im Vergleich dazu sind die Werte für d_{90} entsprechend der Korn- und Partikelgrößenverteilung gegenübergestellt (Tabelle 3.5).

Die nach Gleichung 2.3 ermittelten hydraulischen Rauigkeitshöhen übersteigen die d_{90} Werte deutlich. Sie steigen zudem mit dem Durchfluss Q an, was allein dem Berechnungsalgorithmus der Gleichung 2.3 zuzuschreiben ist und dem kein natürlicher Prozess zugrunde liegt.

Tabelle 3.5: Rauigkeitshöhen [mm] der Bodenpartikel im Kleingerinne zu Beginn der Überströmung und unmittelbar beim Übergang von Flächen- zu Rillenerosion (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)

Boden	Korn	Aggregate	Überströmungsbeginn			Beginn Rillenerosion		
			Rauigkeitshöhen nach Gleichung 2.3 [mm]					
	d_{90} [mm]	d_{90} [mm]	Q_1	Q_2	Q_3	Q_1	Q_2	Q_3
FG B4	0,59	0,57	2,15	3,84	7,42	2,09	3,74	7,42
FG B5	0,20	0,58	2,27	3,96	7,20	2,06	3,79	7,59
FG B6	0,19	0,66	2,63	4,68	8,01	2,44	4,61	7,97
FG B7	0,19	0,97	2,60	4,99	9,18	2,60	4,85	9,01
FG B8	0,57	1,09	2,23	3,29	6,57	2,94	4,63	9,44
FG QM	0,04	/	2,19	3,70	6,90	2,19	3,67	6,90
FG QM_fSS	0,17	/	1,95	3,44	7,59	1,95	3,31	7,59
FG QM_fSS_gSS	0,26	/	1,50	2,78	5,70	2,09	3,58	8,03

3.1.5 Infiltration

Die Infiltration wurde über 11 separate Kammern in der Gerinnesohle erfasst. Jede Kammer war mit einem Auslass versehen. Der Auslass mündete jeweils in einen Messzylinder. Für den Boden FG B4 können bei 6 % Sohlneigung und für Q_{2-3} keine Infiltrationswerte angegeben werden, da Ausspülungen an den Gerinnewänden Fließbahnen mit übermäßiger Perkolation verursachten (Abbildung 2.9; S. 22). Die höheren Infiltrationswerte bei Sohlneigungen von 4 % und 6 % (FG B4: Tabelle 3.6; grau unterlegt und Abbildung 3.5) müssen ebenfalls mit der verstärkten Perkolation entlang von Fließbahnen erklärt werden.

Die geringsten Infiltrationswerte lieferten die künstlichen Böden FG QM und FG QM_fSS mit $0,0031 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$. Die höchste Infiltration wurde im Boden FG B7 mit $0,0750 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ gemessen (Tabelle 3.6 und Abbildung 3.5).

Tabelle 3.6: Mittlere Infiltrationsraten [$\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$] im Kleingerinne (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)

Boden	Neigung [%]	Q [$\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$]			
		Q_1	Q_2	Q_3	MW Q_{1-3}
FG B4 _{uvd}	2	0,0228	0,0222	0,0252	0,0234
FG B4 _{tvd}	2	0,0134	0,0142	0,0278	0,0185
FG B4 _{uvd}	4	0,0204	0,0427	0,0496	0,0376
FG B4 _{tvd}	4	0,0154	0,0302	0,0431	0,0295
FG B4 _{uvd}	6	0,0315	0,0412	k. A.	k. A.
FG B4 _{tvd}	6	0,0250	k. A.	k. A.	k. A.
FG B5 _{uvd}	2	0,0158	0,0160	0,0299	0,0206
FG B6 _{uvd}	2	0,0167	0,0215	0,0282	0,0221
FG B7 _{uvd}	2	0,0736	0,0718	0,0797	0,0750
FG B8 _{uvd}	2	0,0399	0,0246	0,0283	0,0309
FG QM _{uvd}	2	0,0036	0,0024	0,0033	0,0031
FG QM_fSS _{uvd}	2	0,0028	0,0023	0,0043	0,0031
FG QM_fSS_gSS _{uvd}	2	0,0016	0,0065	0,0092	0,0058

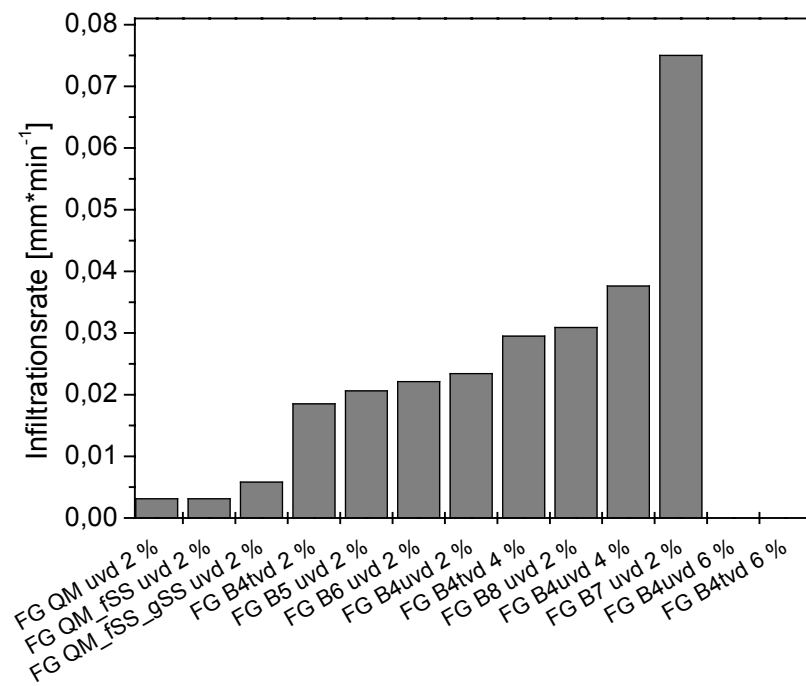


Abbildung 3.5: Aufsteigende Rangordnung der mittleren Infiltrationsraten (MW aus Q₁₋₃)

3.2 Hydraulische Kennwerte

3.2.1 Fliesstiefe und Fließgeschwindigkeit

Die mit dem Maßstab gemessene **Fliesstiefe** d (s. Abschnitt 2.3.2.1) zeigte sich zumeist wenig reproduzierbar und deutlich fehlerbehaftet. Die Fliesstiefe wurde daher aus der Durchfluss-Fließgeschwindigkeits-Beziehung ermittelt (Gleichung 2.5). Die Fliesstiefe kann nur in der Phase des flächenhaften Abflusses präzise angegeben werden, da sowohl die Fließgeschwindigkeit als auch die daraus abgeleitete Fliesstiefe in der Phase der Rillenerosion starken räumlichen und zeitlichen Schwankungen unterlegen ist. Zumeist nimmt die Fliesstiefe im Verlauf des Überströmungsbeginns leicht ab (Tabelle 3.7: FG B4, B5 und B6).

Sind die Fliesstiefen von „Versuchsbeginn“ und „Beginn der Rillenerosion“ gleich, ist das auf eine ungenügende Messdichte der Fließgeschwindigkeit zurückzuführen. Besonders bei $I_s = 4\%$ und 6% begann die Rillenerosion zumeist unmittelbar nach Überströmungsbeginn. Dies lies meist nur eine Fließgeschwindigkeitsmessung vor dem Beginn der Rillenerosion zu. Die Überströmungen auf verdichtetem und damit glatterem Boden (FG B4_{td}) lieferten geringere Fliesstiefen bzw. höhere Fließgeschwindigkeiten als auf unverdichtetem, rauherem Boden (FG B4_{ud}). Eine Ausnahme bildet FG B4_{ud} und _{td} bei $Q_1 = 0,06 \text{ l*s}^{-1}$ und $I_s = 4\%$.

Tabelle 3.7: Errechnete Fliesstiefen [mm] im Kleingerinne zu Beginn der Überströmung und beim Übergang von Flächen- zu Rillenerosion ($Q_{1,3}$: s. Abschnitt 2.2.1.2)

Q [l*s ⁻¹]	Q ₁		Q ₂		Q ₃	
	Beginn					
Boden (Sohlneigung)	Überströmung	Rillen-erosion	Überströmung	Rillen-erosion	Überströmung	Rillen-erosion
FG B4 _{uvd} 2 %	2,11	2,05	3,76	3,66	7,20	7,20
FG B4 _{td} 2 %	1,87	1,87	3,55	3,41	6,64	6,61
FG B4 _{uvd} 4 %	1,73	1,73	3,00	2,78	5,65	5,65
FG B4 _{td} 4 %	1,79	1,79	2,86	2,83	5,26	5,26
FG B4 _{uvd} 6 %	1,61	1,61	2,90	2,90	5,31	5,31
FG B4 _{td} 6 %	1,34	1,34	2,56	2,56	4,58	4,58
FG B5 _{uvd} 2 %	2,23	2,03	3,87	3,71	6,99	7,36
FG B6 _{uvd} 2 %	2,58	2,40	4,57	4,50	7,76	7,72
FG B7 _{uvd} 2 %	2,55	2,55	4,87	4,73	8,87	8,71
FG B8 _{uvd} 2 %	2,19	2,88	3,22	4,52	6,38	9,12
FG QM _{uvd} 2 %	2,15	2,15	3,62	3,59	6,7	6,70
FG QM _{fss} _{uvd} 2 %	1,92	1,92	3,37	3,24	7,36	7,36
FG OM _{fss} gSS _{uvd} 2 %	1.48	2.06	2.73	3.50	5.55	7.78

Die mittels Tracer bestimmte mittlere **Fließgeschwindigkeit** v war dagegen sehr gut reproduzierbar. In Kalibrierungsversuchen (s. Abschnitt 2.3.2.2) zeigte sich eine Überschätzung der tatsächlichen Fließgeschwindigkeit um ca. 30 %. Der gemessene Wert der mittleren Fließge-

schwindigkeit wurde daher mit dem Faktor 0,7 (Korrekturfaktor) multipliziert (Tabelle 3.8). Der Korrekturfaktor ist vergleichbar mit Angaben von Horton et al. (1934) (Korrekturfaktor: 0,67), Brown (1988) (Korrekturfaktor: 0,6), Abrahams et al. (1986) (Korrekturfaktor: 0,8) und Gilley et al. (1990) (Korrekturfaktor: 0,74).

Entsprechend den sich vermindernden Fliesstiefen im Verlauf der flächenhaften Überströmung, steigt die Fliessgeschwindigkeit zwangsläufig an (Tabelle 3.8: FB B4, B5, B6 und B7). In der Phase der Rillenerosion (Tabelle 3.8: c) gehen die mittleren Fliessgeschwindigkeiten des Oberflächenabflusses gegenüber dem Überströmungsbeginn (Tabelle 3.8: a, b) deutlich zurück.

Steileres Sohlgefälle (Tabelle 3.8; grau hinterlegt) und zunehmender Durchfluss erhöhen die mittlere Fliessgeschwindigkeit.

Tabelle 3.8: Korrigierte, mittlere Fliessgeschwindigkeiten [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] im Kleingerinne (a = Beginn Überströmung; b = Beginn Rillenerosion; c = während der Rillenerosion) (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)

Q [$\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$]	Q_1			Q_2			Q_3		
Boden (Sohlneigung)	a	b	c	a	b	c	a	b	c
FG B4 _{uvd} 2 %	0,27	0,28	0,20	0,32	0,33	0,23	0,40	0,40	0,28
FG B4 _{tvd} 2 %	0,31	0,31	0,22	0,34	0,35	0,25	0,44	0,44	0,31
FG B4 _{uvd} 4 %	0,33	0,33	0,23	0,40	0,43	0,30	0,51	0,51	0,36
FG B4 _{tvd} 4 %	0,32	0,32	0,22	0,42	0,42	0,29	0,55	0,55	0,39
FG B4 _{uvd} 6 %	0,36	0,36	0,25	0,42	0,42	0,29	0,54	0,54	0,38
FG B4 _{tvd} 6 %	0,43	0,43	0,30	0,47	0,47	0,33	0,61	0,61	0,43
FG B5 _{uvd} 2 %	0,26	0,28	0,20	0,31	0,32	0,22	0,38	0,39	0,27
FG B6 _{uvd} 2 %	0,23	0,24	0,17	0,26	0,27	0,19	0,37	0,38	0,27
FG B7 _{uvd} 2 %	0,22	0,23	0,16	0,25	0,25	0,18	0,33	0,33	0,23
FG B8 _{uvd} 2 %	0,23	0,23	0,16	0,25	0,25	0,18	0,33	0,33	0,23
FG QM _{uvd} 2 %	0,19	0,20	0,14	0,26	0,27	0,19	0,32	0,32	0,22
FG QM _{fss} uvd 2 %	0,27	0,27	0,19	0,33	0,34	0,24	0,43	0,43	0,30
FG QM _{fss} gSS _{uvd} 2 %	0,30	0,30	0,21	0,36	0,37	0,26	0,39	0,39	0,27

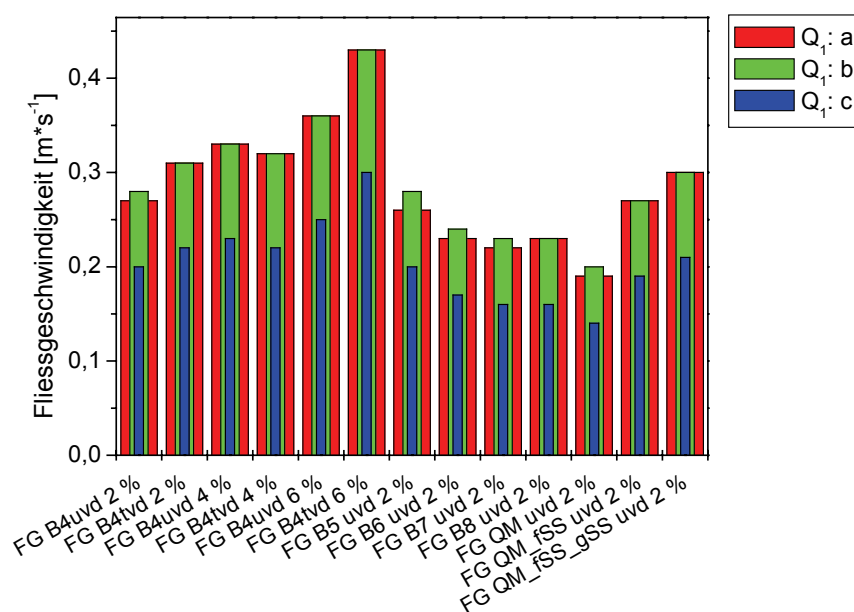


Abbildung 3.6: Korrigierte, mittlere Fließgeschwindigkeiten [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] im Kleingerinne (a = Beginn Überströmung; b = Beginn Rillenerosion; c = während der Rillenerosion); hier beispielhaft für Q_1

3.2.2 Reynolds- und Froude-Zahl

In die Berechnung der Reynolds- und Froude-Zahlen geht die Fliesstiefe ein. Die Fliesstiefe konnte nach Beginn der Rillenbildung nicht mehr präzise bestimmt werden (s. Abschnitt 2.3.2). Das Wertespektrum der Reynolds- und Froude-Zahlen beschränkt sich daher auf die Phase des flächenhaften Abflusses (Tabelle 3.9 und Tabelle 3.10).

Während bei Q_1 durchgängig laminares Fließen vorherrschte ($Re < 2320$), hätte bei Q_2 und Q_3 bereits zu Versuchsbeginn turbulentes Fließen einsetzen müssen. Visuelle Beobachtungen widersprechen dem jedoch. Laminares Fließen setzte sich weit über die kritische Reynoldszahl hinaus fort. Zunehmendes Sohlgefälle übt einen geringen Einfluss auf die Reynoldszahl aus (Tabelle 3.9; grau hinterlegt).

Die Froude-Zahlen (Tabelle 3.10) bewegen sich im stets schießenden (superkritischen) Abfluss ($Fr > 1$). Die Froude-Zahlen erfahren bei erhöhtem Sohlgefälle eine deutliche Zunahme (Tabelle 3.10; grau hinterlegt).

Tabelle 3.9: Mittlere Reynoldszahlen im Kleingerinne zu Beginn der Überströmung und unmittelbar beim Übergang von Flächen- zu Rillenerosion (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)

Q [l*s ⁻¹]	Q ₁		Q ₂		Q ₃	
	Beginn					
Boden (Sohlneigung)	Überströmung	Rillen-erosion	Überströmung	Rillen-erosion	Überströmung	Rillen-erosion
FG B4 _{uvd} 2 %	1142,25	1142,57	2361,13	2362,31	5578,67	5578,67
FG B4 _{tvd} 2 %	1143,54	1143,54	2363,48	2365,05	5590,56	5591,50
FG B4 _{uvd} 4 %	1144,33	1144,33	2369,63	2372,16	5616,72	5616,72
FG B4 _{tvd} 4 %	1143,97	1143,97	2371,55	2371,55	5626,88	5626,88
FG B4 _{uvd} 6 %	1145,00	1145,00	2370,79	2370,79	5625,69	5625,69
FG B4 _{tvd} 6 %	1146,48	1146,48	2374,55	2374,55	5640,31	5640,31
FG B5 _{uvd} 2 %	1568,13	1632,44	3479,75	3373,86	5576,18	5576,18
FG B6 _{uvd} 2 %	1628,18	1629,59	4793,68	3361,37	9649,43	7947,03
FG B7 _{uvd} 2 %	1628,37	1628,37	3672,83	3357,73	7153,96	7910,57
FG B8 _{uvd} 2 %	1141,85	1142,79	4873,63	2367,82	7222,59	5597,48
FG QM _{uvd} 2 %	1631,49	1631,49	3469,07	3375,79	7111,82	7984,40
FG QM _{fSS} _{uvd} 2 %	1633,30	1633,30	4122,47	3381,40	7896,10	7960,14
FG QM _{fSS} gSS _{uvd} 2 %	1145,70	1145,90	2707,69	2375,83	6208,96	5622,12

Tabelle 3.10: Mittlere Froude-Zahlen im Kleingerinne zu Beginn der Überströmung und unmittelbar beim Übergang von Flächen- zu Rillenerosion (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)

Q [l*s ⁻¹]	Q ₁		Q ₂		Q ₃	
	Beginn					
Boden (Sohlneigung)	Überströmung	Rillen-erosion	Überströmung	Rillen-erosion	Überströmung	Rillen-erosion
FG B4 _{uvd} 2 %	1,92	2,01	1,66	1,74	1,51	1,51
FG B4 _{tvd} 2 %	2,27	2,27	1,81	1,93	1,70	1,71
FG B4 _{uvd} 4 %	2,56	2,56	2,34	2,64	2,17	2,17
FG B4 _{tvd} 4 %	2,43	2,43	2,55	2,55	2,41	2,41
FG B4 _{uvd} 6 %	2,86	2,86	2,47	2,47	2,38	2,38
FG B4 _{tvd} 6 %	3,77	3,77	2,96	2,96	2,83	2,83
FG B5 _{uvd} 2 %	2,50	2,88	2,27	2,43	2,17	2,12
FG B6 _{uvd} 2 %	2,05	2,28	1,78	1,83	1,94	1,96
FG B7 _{uvd} 2 %	2,05	2,05	1,62	1,69	1,61	1,64
FG B8 _{uvd} 2 %	1,84	2,04	2,10	2,16	1,82	1,82
FG QM _{uvd} 2 %	2,64	2,64	2,53	2,57	2,40	2,40
FG QM _{fSS} _{uvd} 2 %	3,14	3,14	2,81	2,97	2,08	2,08
FG QM _{fSS} _{gSS} _{uvd} 2 %	3,24	3,36	2,69	3,16	2,23	2,29

3.2.3 Sohlschubspannung und Sohlschubspannungsgeschwindigkeit

Analog zu den mittleren Reynolds- und Froude-Zahlen ist die Fliesstiefe Eingangsparameter zur Berechnung der Sohlschubspannung τ und der Sohlschubspannungsgeschwindigkeit v^* (s. Abschnitt 2.3.2.4.2). Werte werden aus der Phase des flächenhaften Abflusses angegeben (Tabelle 3.11). Die Sohlschubspannungsgeschwindigkeit v^* ist nicht aufgeführt. v^* ist der Quotient aus τ und der Dichte des Abflusses. Letztere wurde jedoch durch die Sedimentfracht nicht wesentlich verändert und betrug ca. $1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

Im Mittel beträgt τ zu Beginn der Rillenerosion $0,19 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ (Q_1), $0,35 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ (Q_2) und $0,067 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ (Q_3) bei $I_S = 2 \%$. Höheres Sohlgefälle (Tabelle 3.11; grau hinterlegt) reduziert τ um durchschnittlich 19% ($I_S = 4 \%$) und 27% ($I_S = 6 \%$).

Tabelle 3.11: Mittlere Sohlschubspannungen τ [$\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$] zu Beginn der Überströmung und mittlere kritische Sohlschubspannungen τ_{kr} beim Übergang von Flächen- zur Rillenerosion im Kleingerinne (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)

Q [$\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$]	Q_1		Q_2		Q_3	
			Beginn			
Boden (Sohlneigung)	Überströmung τ	Rillenerosion τ_{kr}	Überströmung τ	Rillenerosion τ_{kr}	Überströmung τ	Rillenerosion τ_{kr}
FG B4 _{uvd} 2 %	0,205	0,199	0,363	0,353	0,683	0,683
FG B4 _{tvd} 2 %	0,182	0,182	0,343	0,329	0,632	0,629
FG B4 _{uvd} 4 %	0,168	0,168	0,290	0,269	0,539	0,539
FG B4 _{tvd} 4 %	0,175	0,175	0,274	0,274	0,503	0,503
FG B4 _{uvd} 6 %	0,156	0,156	0,281	0,281	0,508	0,508
FG B4 _{tvd} 6 %	0,130	0,130	0,249	0,249	0,456	0,456
FG B5 _{uvd} 2 %	0,208	0,197	0,359	0,358	0,619	0,681
FG B6 _{uvd} 2 %	0,250	0,232	0,439	0,432	0,733	0,730
FG B7 _{uvd} 2 %	0,247	0,247	0,466	0,454	0,835	0,820
FG B8 _{uvd} 2 %	0,212	0,196	0,311	0,306	0,607	0,607
FG QM _{uvd} 2 %	0,209	0,209	0,349	0,346	0,637	0,637
FG QM _{fss} _{uvd} 2 %	0,186	0,186	0,325	0,313	0,697	0,697
FG QM _{fss} gSS _{uvd} 2 %	0,144	0,141	0,265	0,238	0,530	0,520

3.3 Prozesse und spezifische Kennwerte der Rillenerosion

Die Erosion des Gerinnebettes begann zunächst flächig. Aus der Flächenerosion heraus setzte dann die Bildung von Mikrorillen und Mikrodepressionen ein. Aus ihnen gingen im weiteren Erosionsverlauf Rillenköpfe hervor. Sie begannen entgegen der Sohlneigung zu wandern und hinterließen tief ausgewaschene Rillen in der Bodenoberfläche. In den Rillen konzentrierte sich der Abfluss. Innerhalb der Rillen konnten weitere Rillenköpfe entstehen, die das Gefälle reduzierten bis Rillenbildung nicht mehr möglich war.

3.3.1 Prozessbeschreibung

Zu Versuchsbeginn stellte sich schnell flächenhafter Abfluss ein. Die Fließgeschwindigkeit stieg zunächst leicht an und die Fliesstiefe verringerte sich. Der Boden wurde flächig, jedoch unter geringen Erosionsraten, abgetragen. Auf der Gerinnesohle bildeten sich währenddessen präferentielle Fließbahnen aus (Abbildung 3.7). Auf den präferentiellen Fließbahnen konnte besonders viel Sediment transportiert werden. Die Fließbahnen entwickelten sich infolgedessen zu Mikrorillen weiter (Abbildung 3.8).

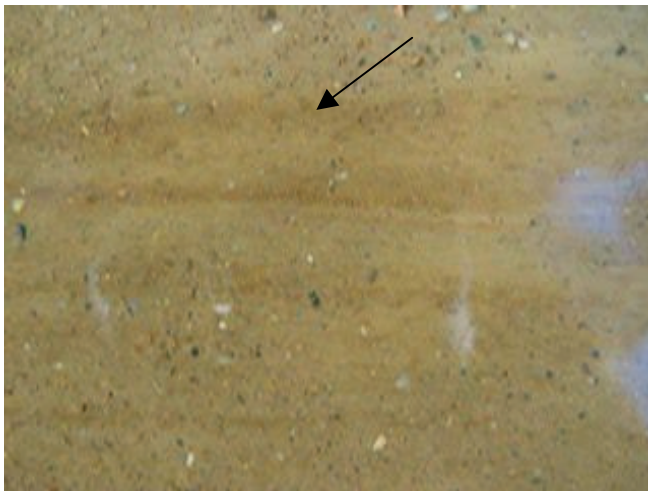


Abbildung 3.7: Präferentielle Fließbahnen mit ausgeprägtem Sedimenttransport auf der Gerinnesohle

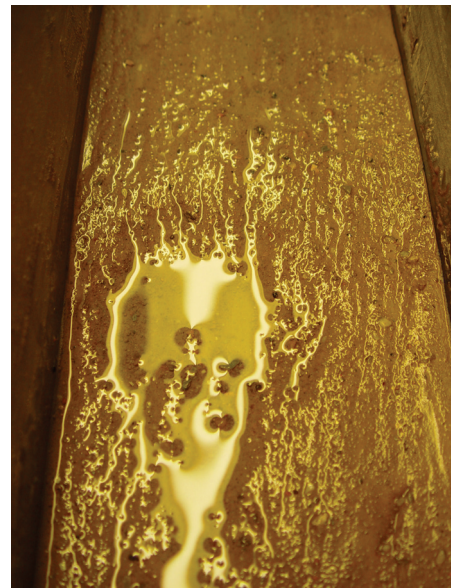


Abbildung 3.8: Mikrorillen und erste Vertiefungen auf der Bodenoberfläche

Auf der Abflussoberfläche wurden stehende Wellen und Kreuzwellen beobachtet (Abbildung 3.9). Einzig während der Überströmung des Substrates FG QM konnten keine stehenden Wellen beobachtet werden (Abbildung 3.10).

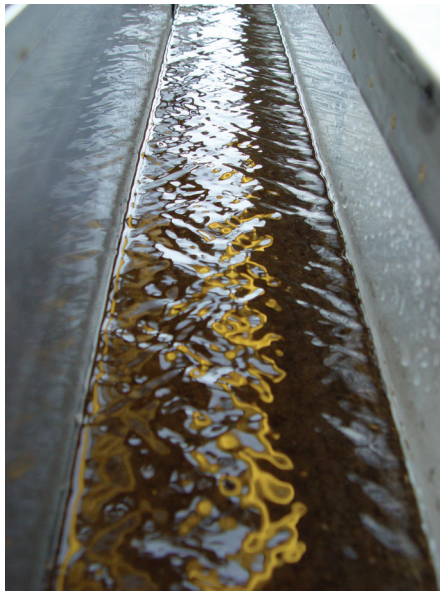


Abbildung 3.9: Kreuzwellen im Abfluss des Kleingerinnes



Abbildung 3.10: Wellenfreier Oberflächenabfluss im Kleingerinne auf dem künstlichem Substrat FG QM

Punktuell wurden die Mikrorillen tiefer erodiert (s. Abbildung 3.8). Die Vertiefungen entwickelten sich zu Rillenköpfen weiter und begannen entgegen der Sohlneigung zu wandern.

Durch deren fortschreitende Erosion, dem **Erosionsfortschritt**, „frästen“ sie Rillen in den Boden. In den Rillen konzentrierte sich der Oberflächenabfluss und bewirkte das Entstehen weiterer Rillenköpfe. Es formte sich eine Kaskade von Rillenköpfen. Jeder Rillenkopf trug zur Minderung des Sohlgefälles bei, so dass letztendlich durch zu geringes Gefälle keine weiteren Rillenköpfe mehr entstehen konnten.

Wiederholt wurde der Erosionsbeginn an größeren, aus der Oberfläche aufragenden Partikeln beobachtet (Abbildung 3.11 a). Die Abflussbeschleunigung um das Partikel und die rückwärtig einsetzende Verwirbelung bewirken seitlich des Partikels einen hohen Bodenabtrag (Abbildung 3.11 b Pfeile). Dieser macht sich durch eine scharf begrenzte „Sedimentfahne“ bemerkbar, die vom Partikel ausgehend der Abstromrichtung folgt (Abbildung 3.12).

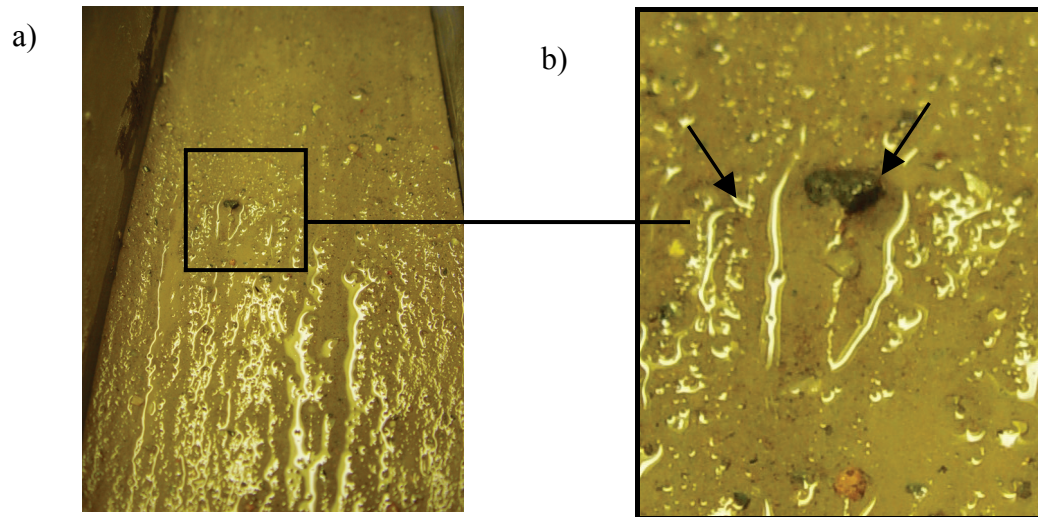


Abbildung 3.11: Verstärkte Erosion um ein größeres Einzelpartikel (a); vergrößerter Ausschnitt (b); Pfeile markieren Bereich verstärkter Erosion

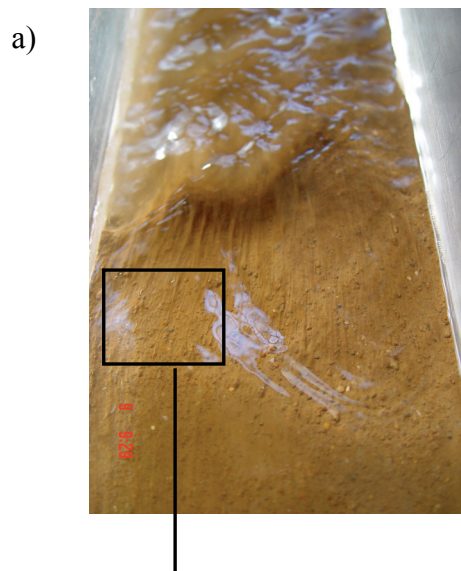
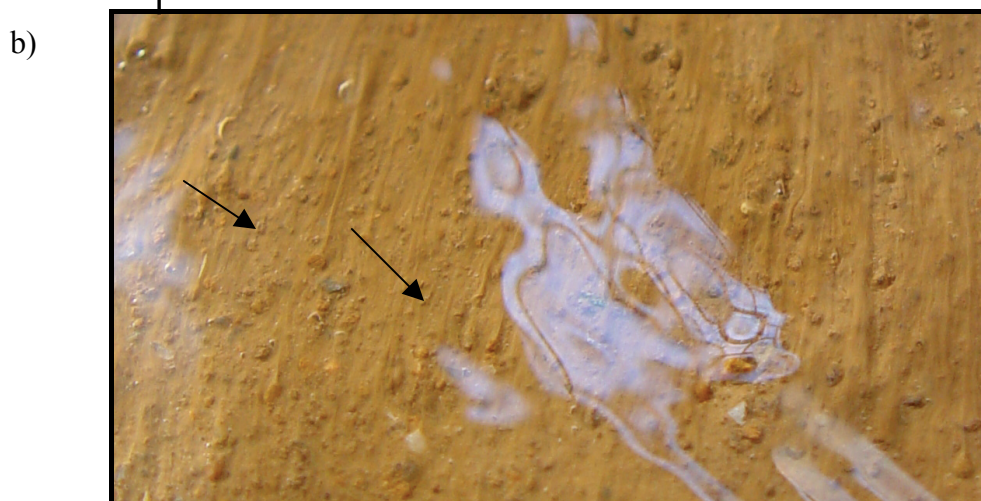


Abbildung 3.12: Hinter Einzelpartikeln entstehende Sedimentfahnen im Oberflächenabfluss (a); vergrößerter Ausschnitt (b); Pfeile zeigen Sedimentfahnen



Durch das seitliche Unterspülen des Partikels gerät dies in eine instabile Lage und löst sich aus dem Bodenverband. Ist die Masse des Partikels zu hoch um mit dem Oberflächenabfluss ausgetragen zu werden, lagert es sich nach kurzer Distanz ab und bildet zusammen mit weiteren Partikeln Rippel (Abbildung 3.13).

Die Rippel erzeugen auf der Abflussoberfläche stehende Wellen. Unter den Wellen wirken besonders hohe Sohlschubspannungen (\Rightarrow **Sohlschubspannungsspitzen**) auf das Gerinnebett, wodurch auch fest verzahnte Partikel losgelöst werden können.

Von besonderer Bedeutung ist dabei, dass auf dem künstlichen Substrat FG QM keine „echten“ Rillenköpfe aus der planen Bodenoberfläche heraus entstanden. Die wenigen Rillenköpfe entstanden aus der langsamen Fliessbewegung des feucht eingebauten Quarzmehls, dass sich während der Überströmung zunehmend aufsättigte und als Folge eine terrassenförmige Struktur ausbildete (Abbildung 3.14). Rillenköpfe entstanden an der Stufe einer „Terrasse“ zur nächsten.

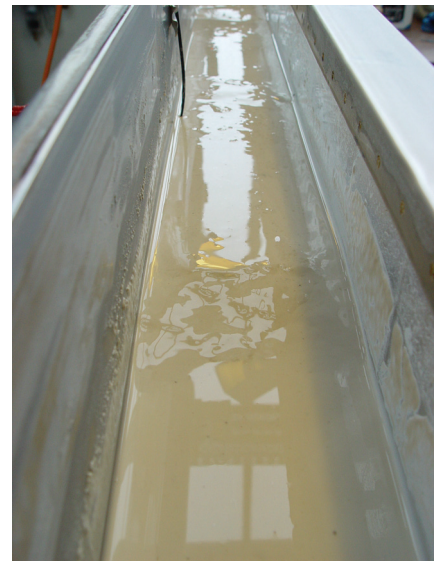
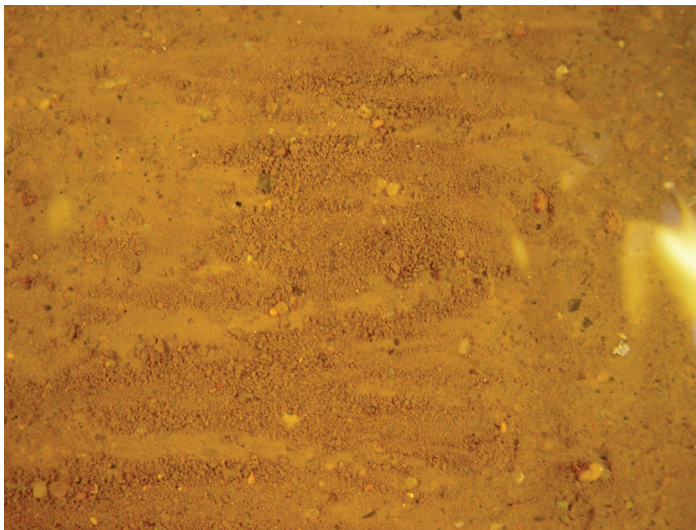


Abbildung 3.13: Rippel auf der Bodenoberfläche des Kleingerinnes Abbildung 3.14: Ausbildung von „Terrassen“ auf FG QM durch dessen langsame Massenbewegung bei zunehmender Wassersättigung

Kennzeichnend für das Substrat FG QM ist das extrem homogene und enge Korngrößenspektrum, das Fehlen größerer Partikel sowie das perfekte Einzelkorngefüge. Im Verlauf der Überströmung unterblieb die sonst beobachtete Ausbildung von stehenden Wellen.

3.3.2 Beginn der Rillenerosion

Die mittlere Zeitspanne zwischen Überströmungsbeginn und einsetzender Rillenerosion reichte von 2 bis 25 Minuten. Am längsten dauerte die Bildung von Rillenköpfen während der Überströmung der künstlichen Substrate sowie des Bodens FG B4. Besonders schnell entwickelten sich Rillen auf Boden FG B7.

Vor allem hat die Sohlneigung einen deutlichen Einfluss auf den Beginn der Rillenerosion (Tabelle 3.12; grau hinterlegt). Wenig Einfluss hat der Durchfluss Q auf den Beginn der Rillenerosion. Für FG B7 und FG B8 beginnt die Rillenerosion mit steigendem Durchfluss früher. Für die anderen Böden ergibt sich keine derartige Beziehung.

Tabelle 3.12: Zeitspanne zwischen Überströmungs- und Erosionsbeginn [min] im Kleingerinne (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)

Boden	Neigung [%]	Q [l*s ⁻¹]			
		Q ₁	Q ₂	Q ₃	MW Q ₁₋₃
FG B4 _{uvd}	2	14,00	18,00	11,00	14,33
FG B4 _{tvd}	2	17,67	20,67	9,00	15,78
FG B4 _{uvd}	4	7,67	6,00	7,00	6,89
FG B4 _{tvd}	4	9,67	6,33	9,00	8,33
FG B4 _{uvd}	6	3,67	2,67	4,50	3,61
FG B4 _{tvd}	6	4,67	2,33	4,25	3,75
FG B5 _{uvd}	2	10,00	12,00	7,25	9,75
FG B6 _{uvd}	2	8,67	6,33	9,67	8,22
FG B7 _{uvd}	2	6,00	4,67	4,00	4,89
FG B8 _{uvd}	2	10,00	5,33	3,67	6,33
FG QM _{uvd}	2	/	22,00	4,00	13,00
FG QM _{fss} _{uvd}	2	3,00	25,00	/	14,00
FG QM _{fss_gss} _{uvd}	2	/	9,00	16,50	12,75
MW (ohne 4 und 6 % Sohl.)	2	9,90	13,67	8,14	

3.3.3 Anzahl an Rillenköpfen und Rillenkopfneubildungsrate

Einsetzende Rillenerosion beendet die Phase des flächenhaften Abflusses. Rillenerosion begann mit der ersten visuell erfassbaren Vertiefung in der Oberfläche der Gerinnesohle. In der fortwährenden Überströmung wuchsen die Vertiefungen zu Rillenköpfen. In deren Anschluss konnten sich weitere Vertiefungen und Rillenköpfe bilden.

Die Neubildungsrate der Rillenköpfe ρ_{Rill} variiert für die verschiedenen Böden erheblich. Die Rillenkopfneubildungsrate (Tabelle 3.13) reicht für:

* Q₁: von 0,0108 bis 0,1599 Rill_{Anz} * m⁻¹ * min⁻¹,

* Q₂: von 0,0223 bis 0,1946 Rill_{Anz} * m⁻¹ * min⁻¹ und

* Q_3 : von 0,0133 bis 0,2245 $\text{Rill}_{\text{Anz}} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{min}^{-1}$.

Bei einer Sohlneigung von 2 % waren besonders die Böden FG B6 und B5, B7 und B8 der Rillenerosion zugänglich (Anhang: Tabelle 8.16). Deutlich wird die Zunahme der Rillenkopfneubildungsrate bei einer Erhöhung der Sohlneigung auf $I_s = 4 \%$ bzw. 6% (Tabelle 3.13; grau hinterlegt und Abbildung 3.15). Die geringste Neigung zur Rillenerosion zeigte das künstliche Substrat FG QM. Allgemein waren die künstlichen Substrate wenig anfällig für Rillenerosion. Auf FG QM und FG QM_fSS_gSS bilden sich bei Q_1 und Q_3 keine Rillenköpfe (Tabelle 3.13). Auf dem Substrat FG QM bildeten sich Rillenköpfe an den sich bildenden „Terrassen“ aus (s. Abbildung 3.14).

Der Durchfluss scheint wenig bzw. keinen Einfluss auf ρ_{Rill} auszuüben. Die Sohlneigung hingegen erhöht diese (Tabelle 3.13; grau hinterlegt und Abbildung 3.15).

Tabelle 3.13: Mittlere Anzahl an Rillenköpfen, Überströmungsdauer [min] sowie der Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} [$\text{Rill}_{\text{Anz}} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{min}^{-1}$] im Kleingerinne (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)

ρ_{Rill} [$\text{Rill}_{\text{anz}} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{min}^{-1}$]										
Überströmungsdauer [min]										
Rillenkopffanzahl		Q_1			Q_2			Q_3		
Boden	FG B4 _{uvd} 2 %	1,00	58	0,0108	2,00	52	0,0240	4,00	53	0,0472
	FG B4 _{tv} 2 %	4,33	53	0,0511	2,00	56	0,0223	3	50	0,0375
	FG B4 _{uvd} 4 %	7,67	48	0,0999	4,33	29	0,0933	4,00	27	0,0926
	FG B4 _{tv} 4 %	11,00	43	0,1599	6,67	43	0,0969	3,67	31	0,0740
	FG B4 _{uvd} 6 %	7,00	34	0,1287	5,00	25	0,1250	4,67	13	0,2245
	FG B4 _{tv} 6 %	4,67	29	0,1006	4,67	15	0,1946	3,75	16	0,1465
	FG B5 _{uvd} 2 %	5,00	58	0,0539	6,60	58	0,0711	5,25	53	0,0619
	FG B6 _{uvd} 2 %	4,00	56	0,0446	6,33	55	0,0719	6,33	54	0,0733
	FG B7 _{uvd} 2 %	5,33	55	0,0606	4,00	56	0,0446	4,00	55	0,0455
	FG B8 _{uvd} 2 %	1,00	55	0,0114	6,67	56	0,0744	4,67	54	0,0541
	FG QM _{uvd} 2 %	0	44	0	3,00	52	0,0361	1	47	0,0133
	FG QM_fSS _{uvd} 2 %	6,00	55	0,0682	4,00	60	0,0417	0	40	0
	FG QM_fSS_gSS _{uvd} 2 %	0	58	0	3,00	51	0,0368	3,00	53	0,0354

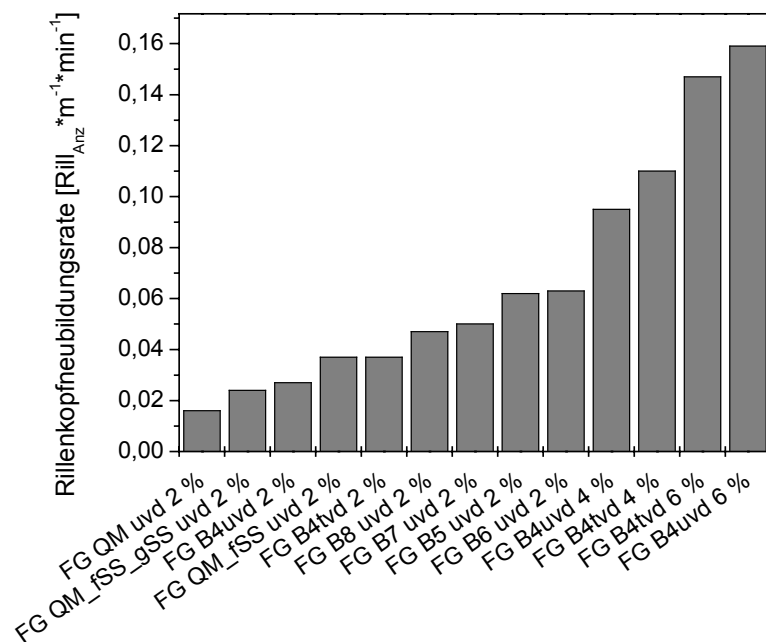


Abbildung 3.15: Aufsteigende Rangordnung der mittleren Rillkopfbildungsrate im Kleingerinne (MW von Q_{1-3}) in Abhängigkeit des Bodens und der Sohlneigung

3.3.4 Erosionsfortschritt der Rillenköpfe

Der Erosionsfortschritt der Rillenköpfe v_{Rill} (Tabelle 3.14) reicht bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ und einem Abfluss von:

Q_1 : von $0,94$ bis $3,78 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$,

Q_2 : von $0,1$ bis $4,59 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$ und

Q_3 : von $0,39$ bis $5,30 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$.

Der Erosionsfortschritt beträgt im Mittel ca. $2 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$ bei $I_s = 2 \%$. Eine sprunghafte Zunahme des Erosionsfortschrittes ist bei der Erhöhung der Sohlneigung von $I_s = 4 \%$ und 6% zu beobachten (Tabelle 3.14 und; grau hinterlegt). Der mittlere Erosionsfortschritt unterscheidet sich mit ca. $4,5 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$ zwischen 4% und 6% Sohlneigung jedoch kaum.

Die geringsten Erosionsfortschritte weisen die künstlichen Substrate mit durchschnittlich $0,71 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$ auf (Anhang: Tabelle 8.17). Der Erosionsfortschritt v_{Rill} der natürlichen Böden ist deutlich höher und beträgt im Mittel $3,36 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$. Besonders schnell erodieren die Ril-

lenköpfe in Boden FG B7. Der Erosionsfortschritt v_{Rill} und der Durchfluss Q stehen in keiner klaren Beziehung zueinander. So nimmt der mittlere Erosionsfortschritt bei FG B4_{uvd} 4 %, FG B4_{uvd} 6 % und FG B7 mit steigendem Durchfluss zu, bei FG B4_{tvd} 4 % dagegen ab. Für andere Böden sind keine Regelmäßigkeiten erkennbar.

Tabelle 3.14: Mittlerer Erosionsfortschritt [cm*min⁻¹] der Rillenköpfe im Kleingerinne (Q₁₋₃: s. Abschnitt 2.2.1.2)

Boden	Neigung [%]	Q [l*s ⁻¹]			MW Q ₁₋₃
		Q ₁	Q ₂	Q ₃	
FG B4 _{uvd}	2	3,28	1,39	2,30	2,32
FG B4 _{tvd}	2	2,38	2,20	3,12	2,57
FG B4 _{uvd}	4	4,22	4,30	5,50	4,67
FG B4 _{tvd}	4	6,42	4,28	2,92	4,54
FG B4 _{uvd}	6	4,32	4,79	6,26	5,12
FG B4 _{tvd}	6	4,51	5,25	3,65	4,47
FG B5 _{uvd}	2	2,15	2,17	2,73	2,35
FG B6 _{uvd}	2	1,81	1,56	1,56	1,64
FG B7 _{uvd}	2	3,78	4,59	5,30	4,56
FG B8 _{uvd}	2	1,67	1,05	1,42	1,38
FG QM _{uvd}	2	/	0,10	0,39	0,25
FG QM _{fss} _{uvd}	2	0,94	0,60	/	0,77
FG QM _{fss} _{gss} _{uvd}	2	/	0,98	1,24	1,11

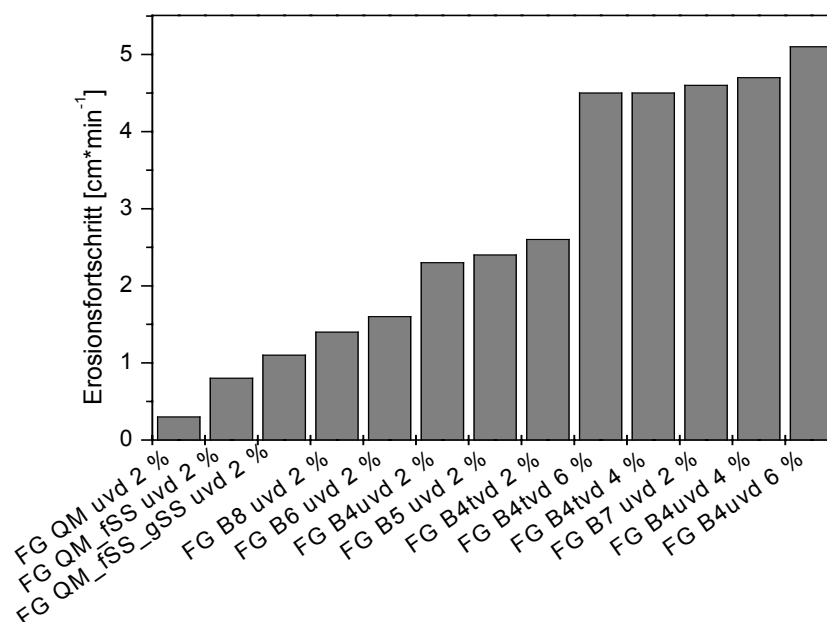


Abbildung 3.16: Aufsteigende Rangordnung des mittleren Erosionsfortschrittes der Rillenköpfe im Kleingerinne (MW von Q₁₋₃) in Abhängigkeit des Bodens und der Sohlneigung

3.3.5 Bestandsdauer der Rillenköpfe

Die mittlere Bestandsdauer der Rillenköpfe variiert ebenfalls erheblich (Tabelle 3.15). Auf den natürlichen Böden wurde die geringste mittlere Bestandsdauer bei einer Sohlneigung von 2 % auf FG B7 verzeichnet, die höchste auf FG B4_{uvd} 2 % (Anhang: Tabelle 8.18). Die Werte der künstlichen Substrate reihen sich dazwischen ein. Eine Versteilung des Gerinnebettes verkürzt die Bestandsdauer der Rillenköpfe (Tabelle 3.15; grau hinterlegt; Abbildung 3.17).

Tabelle 3.15: Mittlere Bestandsdauer der Rillenköpfe [min] im Kleingerinne für Q_{1-3} und mittlere Bestandsdauer über Q_{1-3} (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)

Boden	Neigung [%]	Q [$l \cdot s^{-1}$]			mittlere Bestandsdauer Q_{1-3} [min]
		Q_1	Q_2	Q_3	
FG B4 _{uvd}	2	43,25	23,72	16,80	27,92
FG B4 _{tvd}	2	18,35	27,39	17,81	21,18
FG B4 _{uvd}	4	11,97	6,91	7,28	8,72
FG B4 _{tvd}	4	7,14	8,85	9,86	8,62
FG B4 _{uvd}	6	11,10	8,12	4,98	8,07
FG B4 _{tvd}	6	11,47	5,52	5,57	7,52
FG B5 _{uvd}	2	17,33	16,00	15,22	16,18
FG B6 _{uvd}	2	18,86	16,67	18,44	17,99
FG B7 _{uvd}	2	9,78	10,10	9,79	9,89
FG B8 _{uvd}	2	1,50	17,74	18,71	12,65
FG QM _{uvd}	2	/	20,00	22,50	21,25
FG QM _{fss} _{uvd}	2	10,90	9,75	/	10,33
FG QM _{fss} _{gss} _{uvd}	2	/	12,40	17,80	15,10

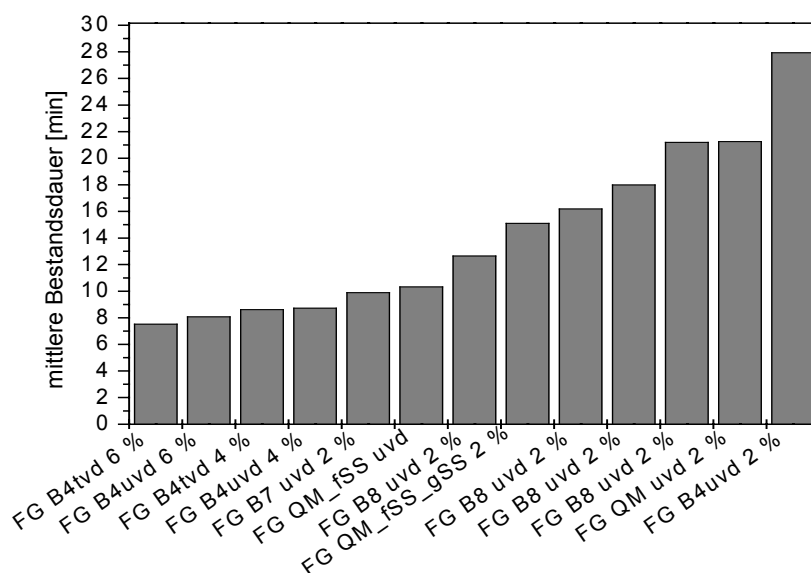


Abbildung 3.17: Aufsteigende Rangordnung der mittleren Bestandsdauer der Rillenköpfe im Kleingerinne (MW über Q_{1-3}) in Abhängigkeit des Bodens und der Sohlneigung

3.3.6 Formrauigkeit

Die mittleren, relativen Standardabweichungen der Formrauigkeitshöhen (Tabelle 3.16) reichen bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ und einem Durchfluss von:

Q_1 : von $4,4 \cdot 10^3$ bis $2,59 \cdot 10^2$,

Q_2 : von $7,1 \cdot 10^3$ bis $2,89 \cdot 10^2$ und

Q_3 : von $7,7 \cdot 10^3$ bis $1,52 \cdot 10^2$.

Der Durchfluss Q übt keinen erkennbaren Einfluss auf die Formrauigkeitshöhen aus. Wohl aber das Sohlgefälle, dessen Zunahme die Formrauigkeit fördert (Tabelle 3.16; grau hinterlegt). Besonders ausgeprägt ist die Standardabweichung der Formrauigkeitshöhen bei FG B4_{uvd} 6 % und Q_1 und 2.

Tabelle 3.16: Mittlere, relative Standardabweichung der Formrauigkeitshöhen im Kleingerinne (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)

Boden	Neigung [%]	Q [$l \cdot s^{-1}$]		
		Q_1	Q_2	Q_3
FG B4 _{uvd}	2			
FG B4 _{ivd}	2	0,0259	/	/
FG B4 _{uvd}	4	0,0241	/	/
FG B4 _{ivd}	4	/	/	/
FG B4 _{uvd}	6	0,1463	0,1761	0,0085
FG B4 _{ivd}	6	0,0161	0,0037	0,0136
FG B5 _{uvd}	2	0,0165	0,0289	0,0090
FG B6 _{uvd}	2	0,0076	0,0076	0,0085
FG B7 _{uvd}	2	0,0251	0,0077	/
FG B8 _{uvd}	2	0,0047	0,0084	0,0117
FG QM _{uvd}	2	0,0044	0,0163	0,0152
FG QM _{fss} _{uvd}	2	0,0066	0,0189	0,0078
FG QM _{fss} _{gSS} _{uvd}	2	0,0086	0,0071	0,0077

3.3.7 Sedimentkonzentration im Oberflächenabfluss

Die mittleren Sedimentkonzentrationen c (Tabelle 3.17) reichen bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ und einem Durchfluss von:

Q_1 : von 1,00 bis $41,93 \text{ g} \cdot l^{-1}$,

Q_2 : von 3,09 bis $40,81 \text{ g} \cdot l^{-1}$ und

Q_3 : von 4,99 bis $34,23 \text{ g} \cdot l^{-1}$.

Auf den natürlichen Böden wurden die niedrigsten über Q_{1-3} gemittelten Sedimentkonzentrationen auf FG B8 gemessen (Tabelle 3.17). Der Erosion wesentlich zugänglicher zeigten sich die restlichen Böden. Zwischen den natürlichen und künstlichen Böden kann dabei nicht unterschieden werden. Deutlich sichtbar wird die sprunghafte Zunahme der Sedimentkonzentration bei steigendem Sohlgefälle (Tabelle 3.17 und Anhang: Tabelle 8.19 ; grau hinterlegt; sowie Abbildung 3.18).

Der Einfluss des Durchflusses Q auf den Abtrag des jeweiligen Bodens ist nicht eindeutig erkennbar. Tendenziell steigt die Sedimentkonzentration (\Rightarrow Abtrag) mit dem Durchfluss an (Tabelle 3.17 letzte Zeile).

Tabelle 3.17: Mittlere Sedimentkonzentrationen c [$\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$] im Abfluss des Kleingerinnes (Q_{1-3} : s. Abschnitt 2.2.1.2)

Boden	Neigung	Q [$\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$]			
	[%]	Q_1	Q_2	Q_3	MW Q_{1-3}
FG B4 _{uvd}	2	2,86	3,68	7,46	4,67
FG B4 _{tvd}	2	6,03	3,15	8,19	5,79
FG B4 _{uvd}	4	24,37	30,11	22,06	25,51
FG B4 _{tvd}	4	18,85	28,30	20,71	22,62
FG B4 _{uvd}	6	41,93	35,22	34,23	37,13
FG B4 _{tvd}	6	39,95	40,81	32,30	37,69
FG B5 _{uvd}	2	5,84	4,61	6,67	5,71
FG B6 _{uvd}	2	4,99	4,57	4,99	4,85
FG B7 _{uvd}	2	5,75	6,62	7,36	6,58
FG B8 _{uvd}	2	1,00	3,09	5,98	3,36
FG QM _{uvd}	2	4,48	5,13	9,09	6,23
FG QM _{fSS} _{uvd}	2	4,39	5,18	14,30	7,96
FG QM _{fSS} _{gSS} _{uvd}	2	1,22	8,60	9,37	6,40
Summe		162	179	183	

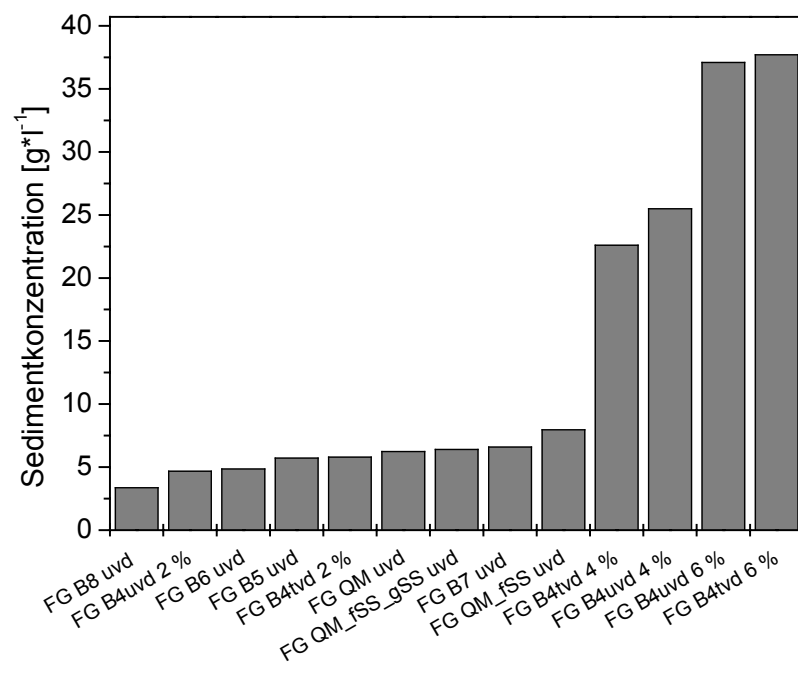


Abbildung 3.18: Aufsteigende Rangordnung der mittleren Sedimentkonzentration im Kleingerinne über Q_{1-3} in Abhängigkeit des Bodens und der Sohlneigung

4 Interpretation der gemessenen Größen und beobachteten Phänomene

Dieses Kapitel ist in vier Sektionen aufgeteilt. Im ersten Abschnitt werden Prozesse und Einflussgrößen diskutiert, die auf den flächenhaften Abfluss wirken. Der flächige Abfluss geht der Rillenerosion voraus. Im zweiten Abschnitt geht es dann um die Rillenerosion. Hier werden sowohl die auslösenden Faktoren für den Beginn der Rillenerosion betrachtet als auch Einflussgrößen auf weitere erosionsspezifische Kennwerte. Im dritten Abschnitt wird die Rolle der Verschlammung beim Prozess der Rillenerosion diskutiert. Im letzten und vierten Abschnitt werden die experimentellen Ergebnisse des Kleingerinnes mit denen des naturnaheren Großgerinnes verglichen und Aussagen zur Übertragbarkeit der Ergebnisse getroffen.

In die Auswertung wurden Beziehungen einbezogen, die sowohl statistisch signifikant als auch nicht signifikant sind. Statistisch signifikante Beziehungen sind im Anhang (Kapitel 8) grau unterlegt. Die Einbeziehung auch statistisch nicht signifikanter Beziehungen ist notwendig, um im Umfeld wenig publizierter Vergleichsdaten zu Aussagen über den Einfluss von Bodeneigenschaften auf die Rillenerosion zu gelangen.

4.1 *Flächenhafter Abfluss*

Die Überströmungsversuche im Kleingerinne wurden auf homogen eingebautem und plan abgezogenem Boden durchgeführt. Mit beginnender Überströmung bildete sich zunächst annähernd flächenhafter Abfluss aus. Die Fliessgeschwindigkeit nahm nach Abflussbeginn meist leicht zu (Abbildung 4.7; S. 63). Die Beschleunigung des Abflusses muss auf die Verringerung der Partikelrauigkeit zurückgeführt werden, da Gerinnebreite a , Energieliniengefälle I_E (vereinfacht Sohlneigung I_S) sowie Durchfluss Q konstant gehalten wurden.

Die Rauigkeitshöhe der Partikel wurde mit Hilfe des Wertes d_{90} der Aggregatgrößenverteilung erfasst (s. Abschnitt 3.1.4) und zusätzlich mit Hilfe der von Tackmann (2009) aufgestellten Gleichungen ermittelt. Er konnte nachweisen, dass die Manning-Strickler-Gleichung für Dünnfilmabflüsse nicht mehr anwendbar ist (s. a.: Govers et al., 2007). Daraufhin wurden durch Tackmann (2009) neue empirische Funktionen erstellt, die den Zusammenhang zwischen Rauigkeitshöhe k , Energieliniengefälle I_E und Schichtdicke des Abflusses h neu erfassen (Gleichung 2.3 und Gleichung 2.4 und s. Tabelle 3.5).

Die initiale Geschwindigkeit des Oberflächenabflusses war um so höher bzw. die Mächtigkeit des Abflussfilmes um so geringer, je kleiner die Aggregate waren. Die Korrelationen zwischen der Fliesstiefe und d_{90} einerseits und der Fliessgeschwindigkeit und d_{90} andererseits

(Abbildung 4.1 und Abbildung 4.2) sind statistisch signifikant (Anhang: Tabelle 8.1 und Tabelle 8.2).

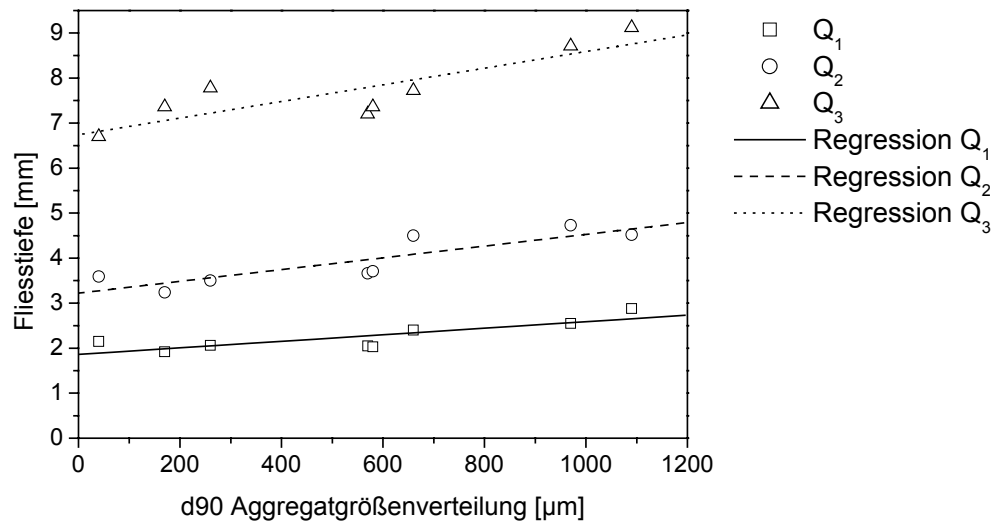


Abbildung 4.1: Zusammenhang zwischen der mittleren, initialen Fliesstiefe [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] und dem d90 der Aggregatgrößenverteilung [μm] der natürlichen Böden sowie dem d90 der Primärkörnung der künstlichen Substrate bei $I_s = 2\%$ (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.1)

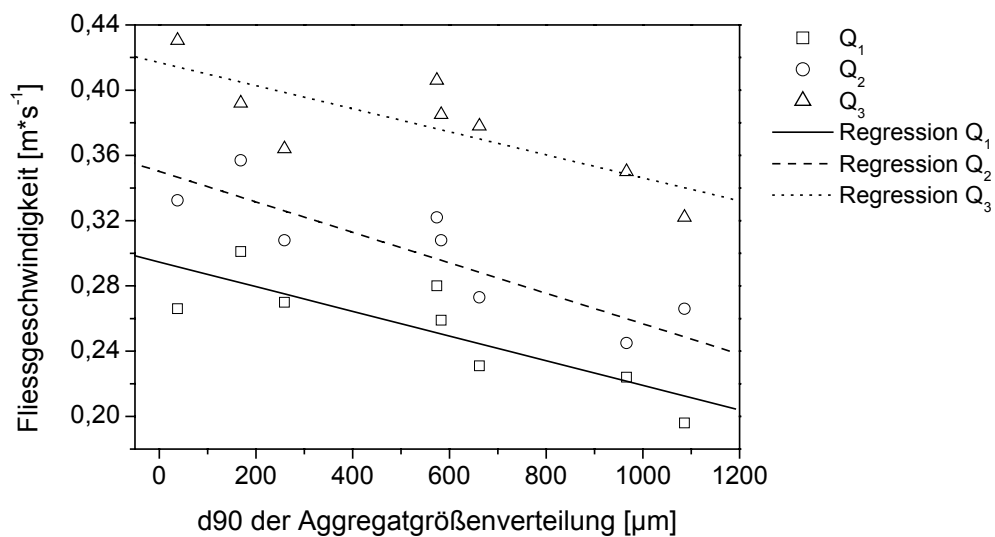


Abbildung 4.2: Zusammenhang zwischen der mittleren, initialen Fließgeschwindigkeit [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] und dem d90 der Aggregatgrößenverteilung [μm] der natürlichen Böden sowie dem d90 der Primärkörnung der künstlichen Substrate bei $I_s = 2\%$ (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.2)

Mit fortschreitender Versuchsdauer zerfielen die Aggregate in Einheiten kleineren Durchmessers. Die durch die Größe der Partikel bedingte Rauigkeit, bezeichnet als Partikelrauigkeit (Rauws und Govers, 1988), verringert sich. Als Folge dessen steigt die Abflussgeschwindigkeit (Abbildung 4.2). In dieser Phase wird der Boden gleichmäßig und flächig abgetragen. Die plane Oberflächenmorphologie bleibt erhalten.

Während der d_{90} der Aggregatgrößenverteilung signifikant (s. Tabelle 3.5; S. 38) auf die Geschwindigkeit des Oberflächenabflusses wirkt, hat der d_{90} der Korngrößenverteilung bedeutend weniger Einfluss auf die Abflussgeschwindigkeit ($R^2 \sim 0,1$; $n = 8$; $p \sim 0,55$). Die Werte aus dem d_{90} der Partikelgrößenverteilung (s. Abschnitt 2.3.1.4; letzter Teil) und der nach Gleichung 2.3 und Gleichung 2.4 rechnerisch ermittelten hydraulischen Rauigkeitshöhen unterscheiden sich nicht nur im absoluten Betrag (s. Tabelle 3.5), sondern sind darüber hinaus auch in keiner Weise miteinander korreliert ($R^2 \sim 0,03$; $n = 8$; $p \sim 0,79$).

Im Allgemeinen sinkt die hydraulische Rauigkeit zu Beginn des flächenhaften Abflusses (vgl. Spalten „Überströmungsbeginn“ und „Beginn Rillenerosion“ in Tabelle 3.5), wodurch die Fließgeschwindigkeit ansteigt (s. Abbildung 4.7; S. 63; Flächenabfluss). Ausnahmen davon sind FG B8 und FG QM_fSS_gSS. Hier nehmen die hydraulischen Rauigkeiten zu (Tabelle 3.5). Sowohl FG B8 als auch FG QM_fSS_gSS sind durch einen hohen Grobsandgehalt gekennzeichnet (25,2 und 32 Masse-%). Grobe Partikel konnten nur unzureichend bzw. gar nicht transportiert werden. Sie verbleiben auf der Bodenoberfläche, während die feineren dazwischen ausgewaschen werden. In Folge dessen steigt die Rauigkeitshöhe im Verlauf der Überströmung und verzögert zunehmend den Abfluss.

Die Lagerungsdichte nimmt, indirekt über die Rauigkeit, ebenfalls Einfluss auf die Fliesstiefe und –geschwindigkeit. Mit zunehmender Lagerungsdichte geht die Fliesstiefe des Abflussfilmes zurück (Abbildung 4.3). Der Zusammenhang zwischen der Lagerungsdichte und der initialen Fliesstiefe des Abflussfilmes ist statistisch signifikant (Anhang: Tabelle 8.3). Da sich mit Abnahme der Fliesstiefe die durchströmte Querschnittsfläche ändert, nicht jedoch der Durchfluss, steigt gleichzeitig die mittlere Fließgeschwindigkeit an (Abbildung 4.4, Anhang: Tabelle 8.4).

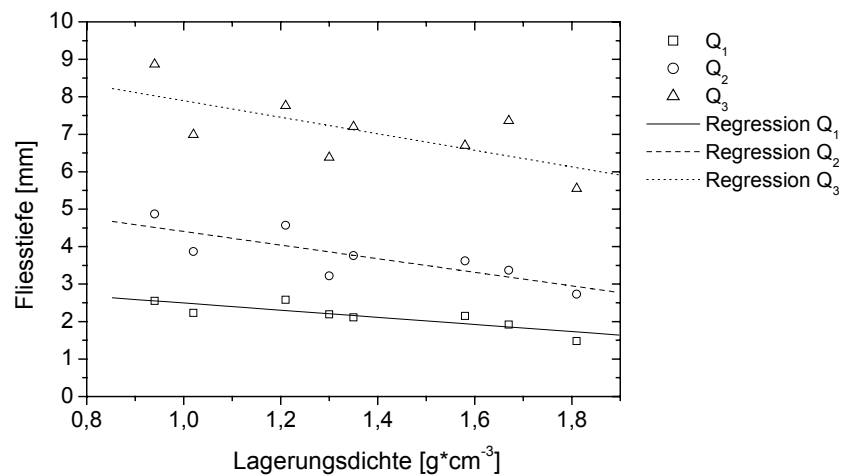


Abbildung 4.3: Zusammenhang zwischen der mittleren Lagerungsdichte [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$] der natürlichen Böden sowie der künstlichen Substrate und der mittleren, initialen Fliesstiefe [mm] (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.3)

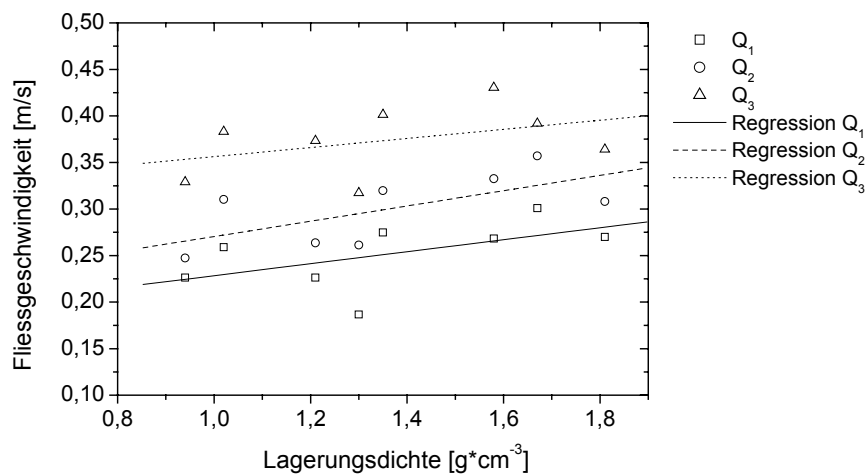


Abbildung 4.4: Zusammenhang zwischen der mittleren Lagerungsdichte [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$] der natürlichen Böden sowie der künstlichen Substrate und der mittleren, initialen Fließgeschwindigkeit [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.4)

Der Einfluss der Lagerungsdichte auf die Fliesstiefe wird zum einen auf die initiale Rauigkeit der Bodenoberfläche und zum anderen auf die im Verlauf der Überströmung auftretende Dynamik der Oberflächenmorphologie zurückgeführt. In den Versuchen von Parker et al. (1995) fielen die Fließgeschwindigkeiten auf Böden dichter Lagerung höher aus, als auf vergleichbaren Böden lockerer Lagerung.

In dicht gelagerten Böden bilden die Aggregate bzw. Bodenpartikel eine annähernd homogene Oberfläche. Die Rauigkeitshöhen sind damit geringer als bei locker gelagertem Boden. Entsprechende Ergebnisse lieferten u. a. Lehrs et al. (1987). Zudem sind die Aggregate stärker miteinander verzahnt und können nur schwer aus dem Verband gelöst werden. Die obersten dem Abfluss exponierten Aggregate werden nichtsdestotrotz zerstört, wobei die Rauigkeitshöhen weiter reduziert werden und die Abflussgeschwindigkeit zunimmt. Als Ergebnis des Prozesses wird die Partikelrauigkeit vermindert.

Auf Böden geringerer Lagerungsdichte sind zum einen die Rauigkeitshöhen zwischen den locker angeordneten Aggregaten hoch. Die Bodenoberfläche ist rau und verzögert den Abfluss. Andererseits werden die Partikel und Aggregate in locker gelagerten Böden zwar leicht aus dem Verband gelöst, jedoch nicht zwangsweise auch abtransportiert. Als Folge bilden sich Rippel auf der Bodenoberfläche aus (Abbildung 3.13; S. 49). Sie mindern die Geschwindigkeit des Oberflächenabflusses zunächst kaum. Wie gezeigt werden wird, ist die Ausbildung von Rippeln vermutlich der eigentliche Auslöser der Rillenerosion.

Mit dem Auftreten von Rippeln und der Ausbildung erster Rillenköpfe, verbunden mit der Änderung der Oberflächenmorphologie der Sohle (s. Abbildung 4.35; S. 96), kommt ein weiterer, wirksamer Rauigkeitsfaktor hinzu – die Formrauigkeit. Die Formrauigkeit übersteigt in ihrem Betrag die Partikelrauigkeit bei weitem. So ist der mittlere Durchmesser eines Bodenpartikels (Abbildung 4.5) wesentlich kleiner als die Höhendifferenz in einem Rillenkopf (Abbildung 4.6).

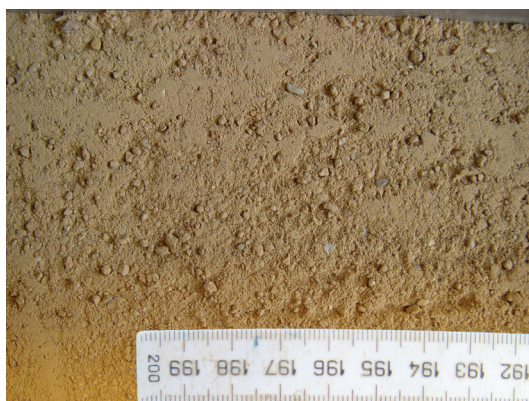


Abbildung 4.5: Größe der Bodenpartikel im Kleingerinne

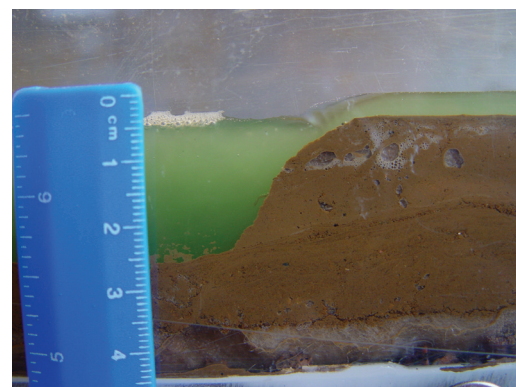


Abbildung 4.6: Höhendifferenz im Rillenkopf

Infolge dessen sinkt die mittlere Fließgeschwindigkeit nach Ausbildung erster Rillenköpfe drastisch (Tabelle 3.8 und Abbildung 4.7). Erst nachdem sich keine weiteren Rillenköpfe mehr bilden, steigt die Geschwindigkeit des Abflusses erneut an.

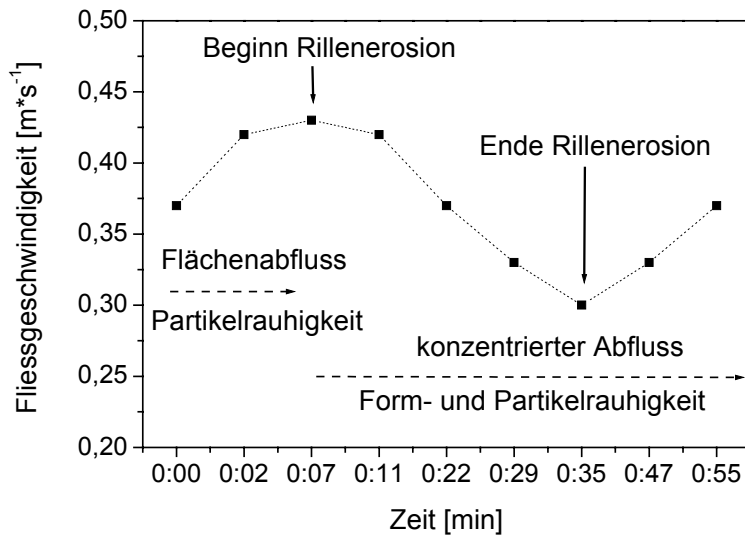


Abbildung 4.7: Entwicklung der Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses im Kleingerinne (FG B5: Versuch 5 (Q_1 ; $I_S = 2\%$))

Neben der Oberflächenrauigkeit in Form von Partikel- und Formrauigkeiten, wirken sowohl die Sohlneigung I_S als auch der Durchfluss Q auf die initiale Fließgeschwindigkeit ein. Höhere Sohlneigungen als auch steigende Durchflüsse (s. Abbildung 4.4; Q_{1-3}) erhöhen die initiale Fließgeschwindigkeit.

Die Abhängigkeit der Fließgeschwindigkeit und der damit verbundenen Fliesstiefe von der Aggregatgrößenverteilung und der Lagerungsdichte (bei konstantem Q und I_S) ist von hoher Relevanz, da die Fliesstiefe in die Berechnung der kritischen Sohlschubspannung τ_{kr} eingeht.

4.2 Rillenerosion

4.2.1 Beginn der Rillenerosion

4.2.1.1 Kritische Sohlschubspannung, kritische Froude-Zahl

In der Phase der Rillenbildung ist die Fliesstiefe aufgrund der hohen zeitlichen und räumlichen Dynamik nicht mehr präzise zu ermitteln. Nachdem sich in der Phase des Flächenabflusses sowohl die Fließgeschwindigkeit und –tiefe des Abflussfilmes als auch die bodenspezifischen Oberflächeneigenschaften wechselseitig angepasst haben, setzt bei Überschreiten **kritischer Sohlschubspannungen** τ_{kr} Rillenerosion ein. Rillenerosion beginnt dabei um so eher, je höher die Sohlschubspannung τ ist (Abbildung 4.8 und Anhang: Tabelle 8.5) bzw. je eher die kritische Sohlschubspannung τ_{kr} (die gleichzeitig den Beginn der Rillenbildung markiert) erreicht wird. Die Korrelationen in Abbildung 4.8 sind statistisch nicht signifikant und der Korrelationskoeffizient ist schwach. Trotzdem wird, zumindest für Q_{1-2} , eine klare Tendenz erkennbar.

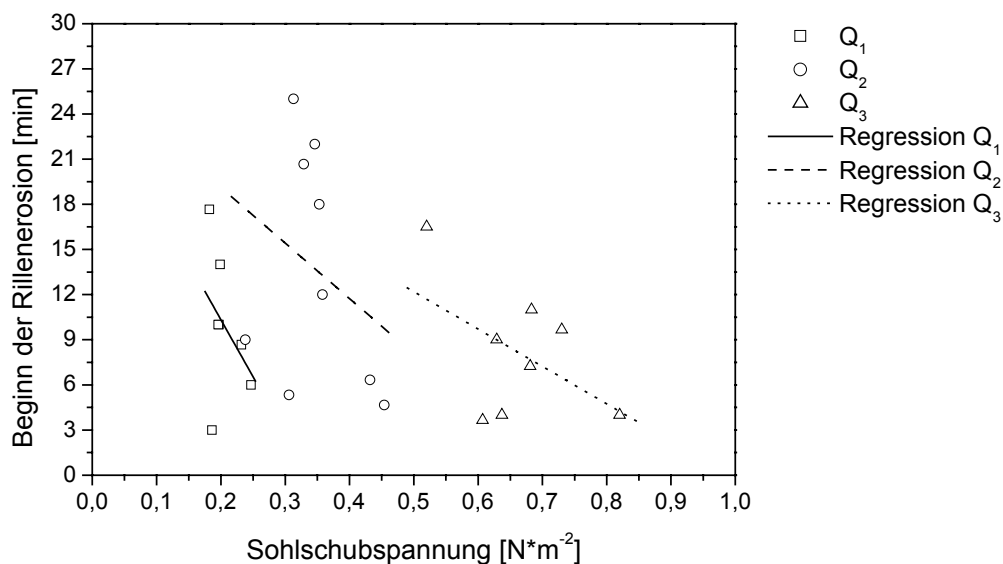


Abbildung 4.8: Zusammenhang zwischen der mittleren Sohlschubspannung τ bei einsetzender Rillenerosion und dem mittleren Beginn der Rillenerosion im Kleingerinne auf den natürlichen Böden sowie auf den künstlichen Substraten bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$ (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.5)

Da der Abfluss das Gerinnebett zunächst flächenhaft überströmt, weist die Sohlschubspannung zunächst an jedem Punkt der Sohle nahezu den gleichen Betrag und Richtung auf. Auf alle strömungsexponierten Bodenpartikel wirkt somit der gleiche Druck durch das anströmende Wasser. Aus der zunächst gleichmäßigen Erosion der Bodenoberfläche können keine lokalen Eintiefungen und somit auch keine Rillenköpfe entstehen.

Damit Rillenköpfe entstehen können, muss die plane Bodenoberfläche in der Art umgeformt werden, dass hydraulische Änderungen im flächenhaften Abfluss zustande kommen. Die Änderung des hydraulischen Regimes wird durch selektiven Sedimenttransport im Verlauf der Flächenerosion eingeleitet. Selektiver Sedimenttransport bedeutet, dass ein Teil der losgelösten Partikel nicht abtransportiert werden kann, somit auf der Bodenoberfläche verbleibt und dort in Form von Rippeln akkumuliert. Über den Rippeln bilden sich stehende Wellen unter denen die Sohlschubspannung besonders hoch ist und Sohlschubspannungsspitzen τ_{\max} entstehen. Diese Sohlschubspannungsspitzen bilden die Voraussetzung für den Beginn der Rillenerosion.

Die kritische Sohlschubspannung τ_{kr} steht in Bezug zu dem flächenhaft wirksamen, allgemeinen Bewegungsbeginn der Bodenpartikeln und ist nicht gleichzusetzen mit lokalen Sohlschubspannungsspitzen τ_{\max} . Die kritische Sohlschubspannung bei Rillenerosionsbeginn wurde aus der mittleren Fliesstiefe und der dazugehörigen Fließgeschwindigkeit zum Zeitpunkt des Auftretens erster beobachteter Rillenköpfe abgeleitet (s. Tabelle 3.11; S. 45). Die Rillenerosion auslösende, lokale Sohlschubspannung τ_{\max} unter den stehenden Wellen ist jedoch höher, da die Dicke des Abflussfilmes im Wellenbereich höher ist. Die Sohlschubspannungsspitzen τ_{\max} konnten allerdings nicht gemessen werden. Demnach wird die in Tabelle 3.11 und Tabelle 4.1 angegebene kritische Sohlschubspannungsschwelle zum Rillenerosionsbeginn, unterschätzt. Nimmt man doppelte Fliesstiefe unter den stehenden Wellen an, sollte τ_{\max} um den Faktor 2 höher sein.

Bollrich (1996) gibt für den Bewegungsbeginn (\Rightarrow Loslösung) rolliger (Sande, Kiese) bis bindiger (Lehme, Tone) Bodensubstrate kritische Sohlschubspannungen zwischen 0,02 und 12 N*m⁻² an. Die in eigenen Gerinneversuchen ermittelten τ_{kr} befinden sich in diesem Wertebereich. Sie betragen zwischen 0,2 und 0,8 N*m⁻² (s. Tabelle 3.11). Eine Zusammenstellung veröffentlichter τ_{kr} von Knapen et al. (2007) bestätigen eigene Ergebnisse.

Tabelle 4.1: Übersicht der Werte der kritischen Sohlschubspannung τ_{kr} [N*m⁻²] und der kritischen Sohlschubspannungsgeschwindigkeit τ_{kr}^* [cm*s⁻¹] zu Beginn der Rillenerosion im Kleingerinne; Q₁₋₃ (Q₁₋₃: s. Abschnitt 2.2.1.2)

Q [l*s ⁻¹]	Q ₁		Q ₂		Q ₃	
Boden (Sohlneigung)	Beginn Rillenerosion					
	τ_{kr}	τ_{kr}^*	τ_{kr}	τ_{kr}^*	τ_{kr}	τ_{kr}^*
FG B4 _{uvd} 2 %	0,199	1,411	0,353	1,879	0,683	2,613
FG B4 _{tvd} 2 %	0,182	1,349	0,329	1,814	0,629	2,508
FG B4 _{uvd} 4 %	0,168	1,296	0,269	1,640	0,539	2,322
FG B4 _{tvd} 4 %	0,175	1,323	0,274	1,655	0,503	2,243
FG B4 _{uvd} 6 %	0,156	1,249	0,281	1,676	0,508	2,254
FG B4 _{tvd} 6 %	0,130	1,140	0,249	1,578	0,456	2,135
FG B5 _{uvd} 2 %	0,197	1,404	0,358	1,892	0,681	2,610
FG B6 _{uvd} 2 %	0,232	1,523	0,432	2,078	0,73	2,702
FG B7 _{uvd} 2 %	0,247	1,572	0,454	2,131	0,82	2,864
FG B8 _{uvd} 2 %	0,196	1,400	0,306	1,749	0,607	2,464
FG QM _{uvd} 2 %	0,209	1,446	0,346	1,860	0,637	2,524
FG QM _{fss} _{uvd} 2 %	0,186	1,364	0,313	1,769	0,697	2,640
FG QM _{fss} gSS _{uvd} 2 %	0,141	1,187	0,238	1,543	0,520	2,280

In der Literatur wird neben der kritischen Sohlschubspannung häufig auf die Sohlschubspannungsgeschwindigkeit oder auch Schergeschwindigkeit τ_{kr}^* [cm*s⁻¹] Bezug genommen. Bryan (1990) gibt für den Erosionsbeginn erster Eintiefungen (engl. scour) als kritischen Wert 3.05 cm*s⁻¹ und 4.67 cm*s⁻¹ für die Ausbildung von Rillenköpfen an. Vergleichbare Werte wurden von Verreydt (1981) mit 3,0 cm*s⁻¹, von Govers (1985) mit 3.0-3.5 cm*s⁻¹ und von Crouch et al. (1989) mit 2,5 cm*s⁻¹ veröffentlicht. Der Vergleich mit eigenen Werten (Tabelle 4.1) zeigt, dass diese leicht darunter bzw. in einem vergleichbaren Bereich liegen.

4.2.1.2 Körnung

Die kritische Sohlschubspannung τ_{kr} bezieht sich auf den Bewegungsbeginn der Bodenpartikel (Bollrich, 1996). Bodensubstrate grober **Körnung** unterliegen bereits bei geringen τ_{kr} der Rillenerosion (Abbildung 4.9 und Anhang: Tabelle 8.6). Die Körnung der Bodensubstrate kann hierbei über den Parameter x_0 abgebildet werden (s. Abschnitt 2.3.1.1 und 3.1.1). Die Tatsache das geringe τ_{kr} bei grober Körnung ausreichen, um Rillenerosion zu provozieren, hängt mit der Loslösung und dem Transport der Partikel zusammen. Grobe Partikel sind wegen der geringen kohäsiven Bindungsfähigkeit leicht aus dem Bodenverband zu lösen, können jedoch nur begrenzt abtransportiert werden. Sie akkumulieren auf der Bodenoberfläche und formen Rippel. Über den Rippeln bilden sich stehende Wellen. Unter diesen erreicht die Sohl-

schubspannung lokale Maxima (τ_{\max}), was örtlich die Entstehung von Rillenköpfen provoziert.

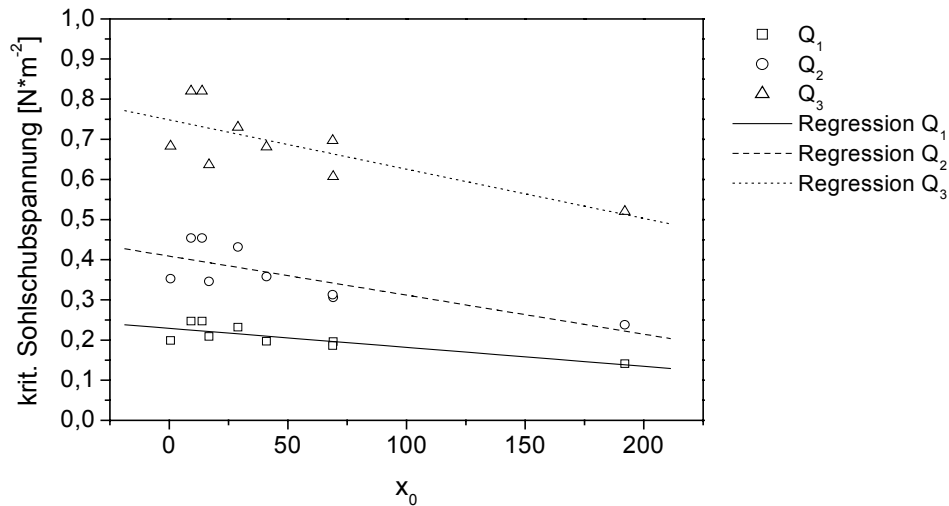


Abbildung 4.9: Zusammenhang zwischen dem Körnungsparameter x_0 der natürlichen Böden sowie der künstlichen Substrate und der mittleren, kritischen Sohlschubspannung τ_{kr} im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$ (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.6)

Die Körnung (zusammen mit der Aggregatstabilität und –größenverteilung; s. Abbildung 4.18; S. 76 und Abbildung 4.19; S. 77), wirkt demnach entscheidend auf den Beginn der Rillenerosion ein. Von besonderer Bedeutung sind dabei, wie Abbildung 4.10 und Abbildung 4.11 erkennen lassen, die Sand- und Schluffanteile im Boden. Der früheste Beginn der Rillenerosion auf natürlichen Böden wurde bei einem Sandgehalt zwischen 35 und 45 Masse-% sowie bei einem Schluffanteil von ca. 55 Masse-% beobachtet (Abbildung 4.10 und Abbildung 4.11). Geringere bzw. höhere Sand- und Schluffgehalte verzögern den Erosionsbeginn. In Abbildung 4.11 deutet sich ab einem Schluffgehalt von < 35 Masse-% eine erneute Beschleunigung der Rillenerosion an.

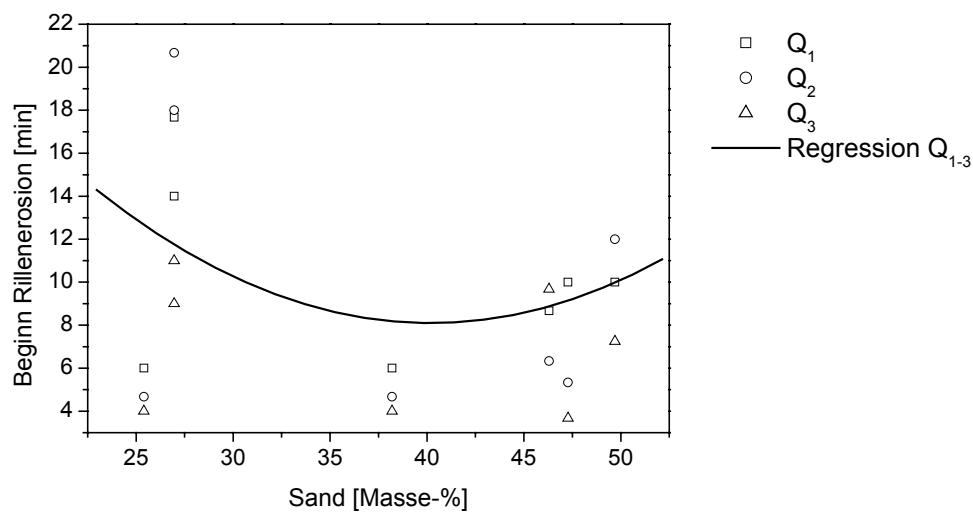


Abbildung 4.10: Einfluss des Sandanteils [Masse-%] der natürlichen Böden sowie der künstlichen Substrate auf den mittleren Erosionsbeginn bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$ ($R^2 = 0,14$; $SD = 4,83$; $n = 21$; $p = 0,24$)

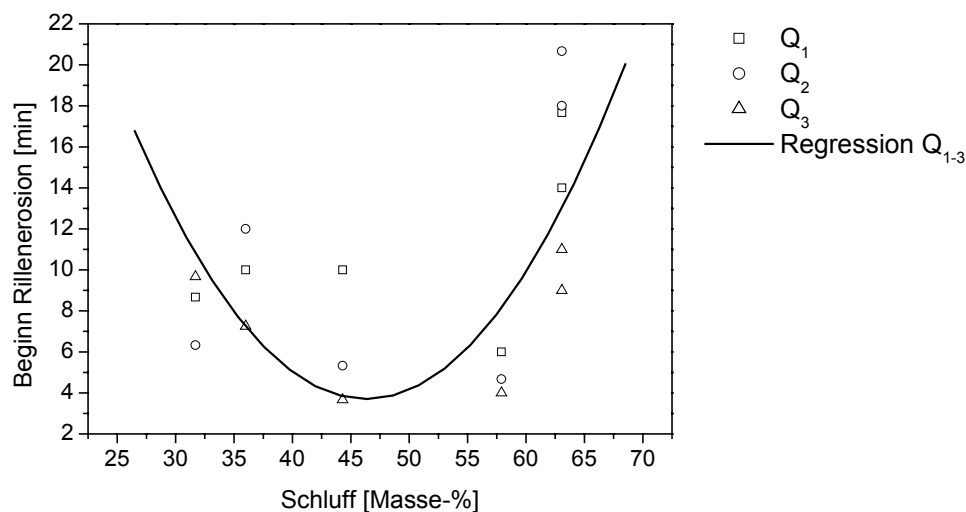


Abbildung 4.11: Einfluss des Schluffanteils [Masse-%] der natürlichen Böden sowie der künstlichen Substrate auf den mittleren Erosionsbeginn bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$ ($R^2 = 0,41$; $SD = 4,02$; $n = 21$; $p = 0,009$)

Aus Abbildung 4.10 folgt, dass bei einem Sandgehalt < 25 Masse-% Rillenerosion spät bzw. gar nicht einsetzt. Mit der relativen Abnahme des Sandgehaltes ist die relative Zunahme des Schluff- und Tongehaltes verbunden. Bei Schluffgehalten > 60 Masse-% und < 50 Masse-% wird der Beginn der Rillenerosion daher ebenfalls deutlich verzögert (Abbildung 4.11).

Die Verzögerung des Beginns von Rillenerosion bei hohen Sand- bzw. Schluffgehalten ist Folge der enger werdenden Sortierung der Korngrößen. Sowohl dominante Anteile an Sand bzw. Schluff engen das Korngrößenspektrum zwangsweise ein. In gut sortierten Korngrößenspektren wird die Prozessevolution von:

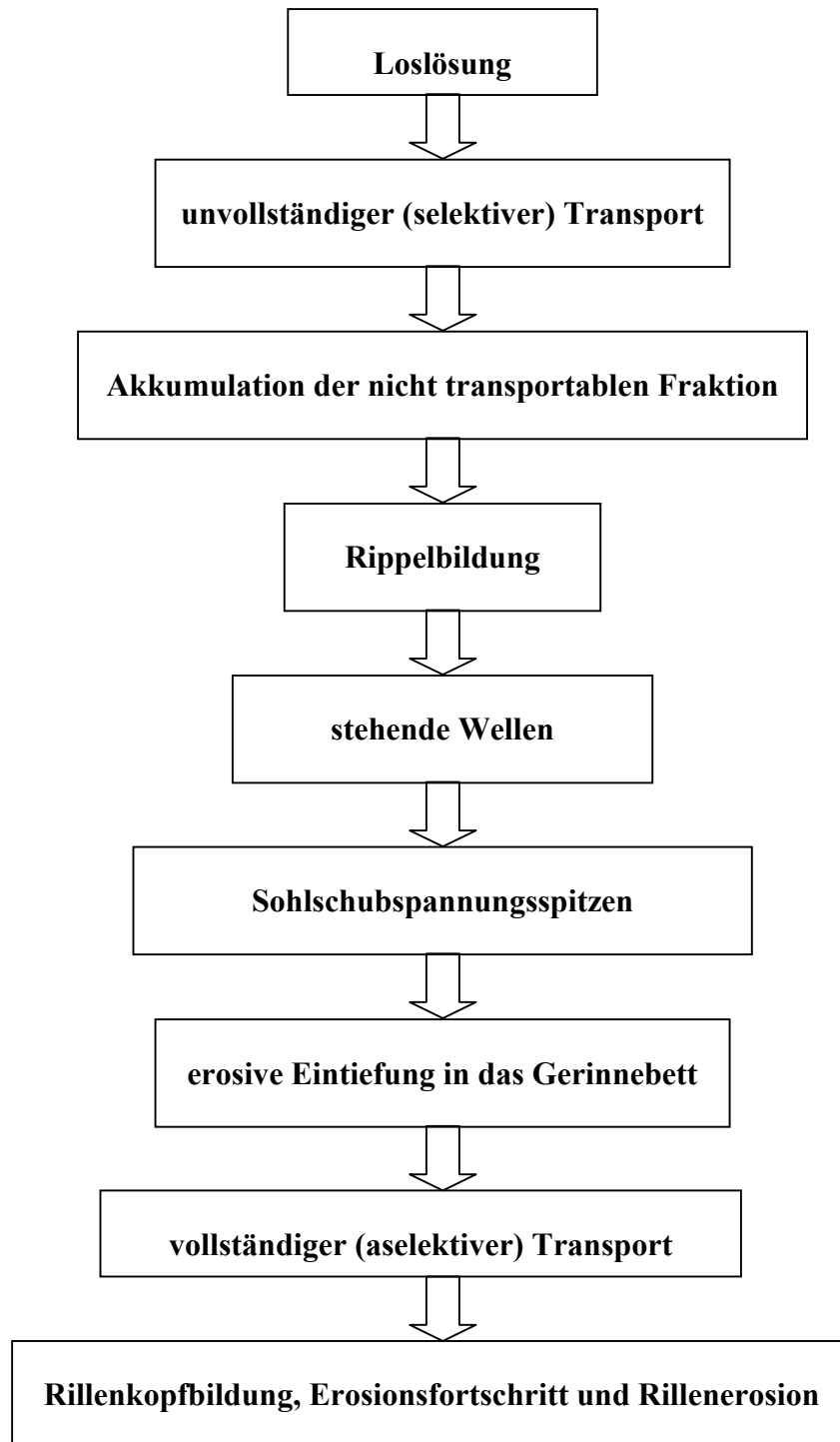


Abbildung 4.12: Entstehung der Rillenerosion

verzögert bzw. unterbunden, da ein selektiver Transport der Partikel, einhergehend mit der Tendenz zur Rippelbildung, fehlt.

Hinzu kommt die unterschiedliche Loslösbarkeit von verschieden großen Kornfraktionen aus dem Bodenverband. Korngrößen im Ton- und Grobsandbereich sind aufgrund der starken Kohäsion bzw. der große Masse weitestgehend resistent gegen Loslösung. Die Schlufffraktion dagegen ist besonders erosionsgefährdet (Schmidt, 1996). Aufgrund der zunehmenden Einingung des Korngrößenspektrums sind stark schluffige Böden jedoch nicht auch gleichzeitig besonders empfänglich für Rillenerosion. Vielmehr muss die Gefährdung durch Rillenerosion aus der Korngrößenverteilung abgeleitet werden. Wie sich in den Überströmungsversuchen gezeigt hat, waren Böden mit 55 – 60 Masse % Schluff (FG B7) besonders schnell der Rillenerosion zugänglich (Abbildung 4.11), was einem x_0 von 10-15 entspricht (Abbildung 4.13).

Die Zunahme von x_0 auf Werte von 10-15 beschleunigt zunächst den Beginn der Rillenerosion, worauf eine Phase der Verzögerung folgt (Abbildung 4.13). Der weitere Verlauf der Regressionsfunktion in Abbildung 4.13 kann abschließend nicht bewertet werden, scheint jedoch auf eine nochmalige Beschleunigung hinzuweisen.

Der Durchfluss Q hatte in den Überströmungsversuchen keinen Einfluss auf den Beginn der Rillenerosion. Nicht betrachtet wurde der Einfluss der Kornform (Rundung) und der Dichte der Festsubstanz auf den Beginn der Rillenerosion.

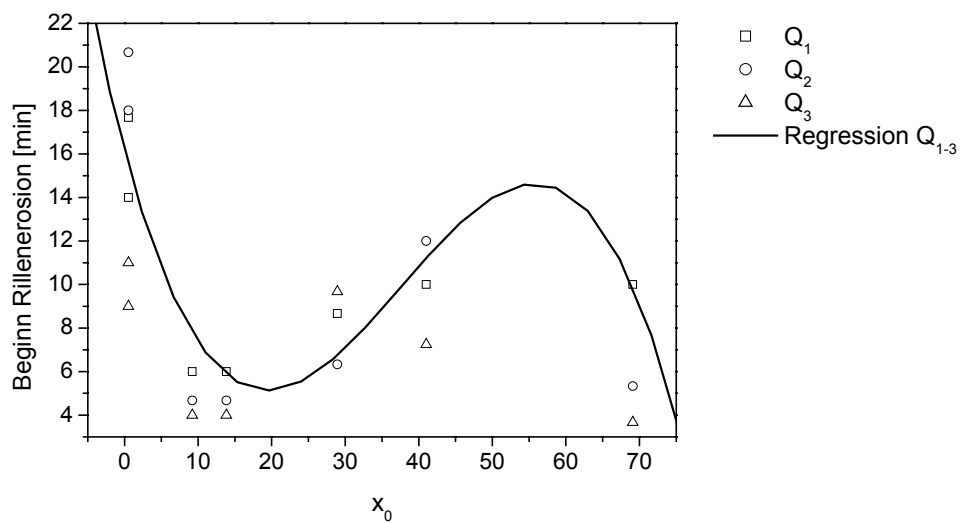


Abbildung 4.13: Der Einfluss des Bodenparameters x_0 der natürlichen Böden sowie der künstlichen Substrate auf den mittleren Beginn der Rillenerosion bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$ ($R^2 = 0,65$; $n = 21$; $p = 0,0003$)

Welche Bedeutung den spezifischen Bodeneigenschaften und den daraus resultierenden stehenden Wellen bei der Initiierung von Rillenerosion zukommt, wurde in den Versuchen mit dem künstlichen Substrat FG QM deutlich. Die homogene, gut sortierte Körnung des Substrates verhindert die Bildung von Rippeln und somit auch von stehenden Wellen vollständig (vgl. Abbildung 4.14 und Abbildung 4.15). Sohlschubspannungsspitzen werden damit unterbunden. Partikel aus dem Substrat wurden gleichmäßig losgelöst und abtransportiert. Rillenköpfe konnten dementsprechend nicht beobachtet werden (s. Abschnitt 3.3.1 und 3.3.3).



Abbildung 4.14: Oberflächenabfluss auf FG QM ohne stehende Wellen

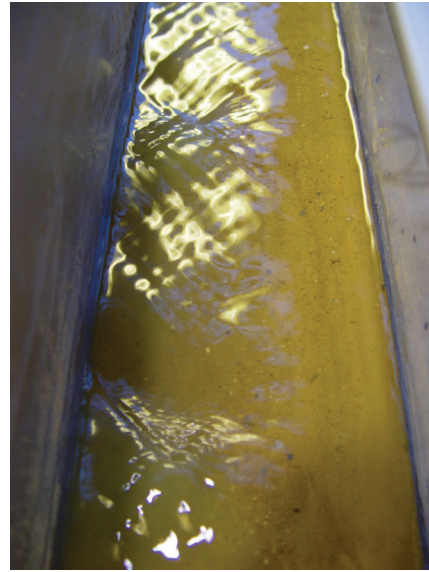


Abbildung 4.15: Oberflächenabfluss mit stehenden Wellen

4.2.1.3 Kritische Froude-Zahl

Die Körnung der Böden nimmt Einfluss auf die Beziehung zwischen dem Beginn der Rillenerosion und der **kritischen Froude-Zahl** Fr_{kr} . Dabei sind die kritischen Froude-Zahlen bei Rillenerosionsbeginn um so höher, je gröberer die Körnung ist (Abbildung 4.16). Allerdings ist die Zunahme nicht linear und überschreitet bei einer Sohlneigung von 2 % die Grenze von $Fr_{kr} > 3$ nicht.

Auch publizierte Werte für Fr_{kr} bewegen sich unterhalb dieser Grenze. So werden kritische Froude-Zahlen von Bennett et al. (2000) mit 1,25; von Bryan (1990) mit 0,541; von Gimenez et al. (2004) mit 1,3-1,7 und von De Ploey (1983) mit 2-3 angegeben. Diese Werte stehen in guter Übereinstimmung mit den eigenen, in Tabelle 3.10 aufgeführten Werten.

Aufgezeigt wurde die Beziehung zwischen der Froude-Zahl und dem Beginn der Rillenerosion u. a. von Savat (1979). Der Schwellenwert wurde von Savat (1979) mit

$$Fr > 1 + 0.0035 D$$

$$D = \text{medialer Korndurchmesser } [\mu\text{m}]$$

angegeben. Die Beziehung bestätigt für den Beginn der Rillenerosion hohe Froude-Zahlen bei grober Körnung. Sie steigt jedoch, im Gegensatz zu der Beziehung in Abbildung 4.16, linear

an. Die im Kleingerinne ermittelten kritischen Froude-Zahlen übersteigen zudem den von Savat aufgestellten Schwellenwert deutlich (Tabelle 4.2).

Tabelle 4.2: Vergleich der Savat'schen Beziehung mit den kritischen Froude-Zahlen aus dem Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$

Boden	mediale Korngröße D [μm]	$1+0,0035 \cdot D$ (Savat, 1979)	Fr_{kr} (MW Q_{1-3}) aus Tabelle 3.10
FG B4	40	1,14	1,75
FG B5	40	1,14	2,48
FG B6	40	1,14	2,02
FG B7	40	1,14	1,79
FG B8	40	1,14	1,79
FG QM	25	1,08	2,00
FG QM_fSS	40	1,14	2,54
FG QM_fSS_gSS	100	1,35	2,73

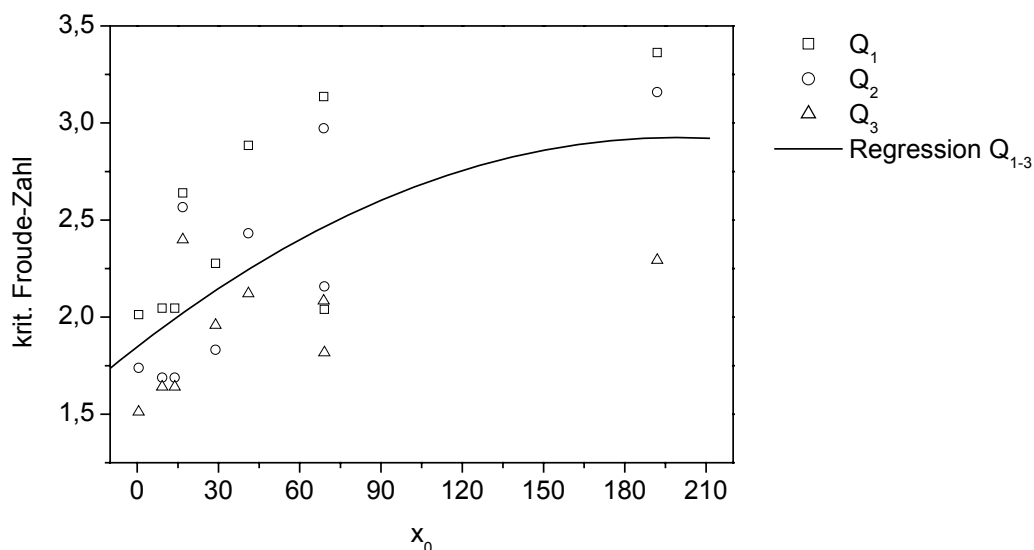


Abbildung 4.16: Zusammenhang zwischen dem Bodenparameter x_0 der natürlichen Böden sowie der künstlichen Substrate und der mittleren kritischen Froude-Zahl Fr_{kr} bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$ ($R^2 = 0,39$; $SD = 0,41$; $n = 27$; $p = 0,002$)

Die kritische Froude-Zahl Fr_{kr} und die kritische Sohlschubspannung τ_{kr} beschreiben zwei Prozesse, welche die Voraussetzung für Erosion bilden: **Loslösung** (Bodenabtrag) und **Transport** (Bodenaustrag). Die kritische Sohlschubspannung τ_{kr} kennzeichnet den Beginn der Loslösung (aller) im Bodenverband befindlichen Partikelgrößen, nicht jedoch deren Transport. So können zwar verschieden große Kornfraktionen losgelöst werden, deren Abtransport muss jedoch nicht zwingend erfolgen. Die nicht transportable Fraktion reichert sich

an der Bodenoberfläche an. In Folge dessen bilden sich Rippel aus, über denen im Oberflächenabfluss stehende Wellen erzeugt werden. Unter den stehenden Wellen treten Sohlschubspannungsspitzen auf und lösen Rillenerosion aus.

Die kritische Sohlschubspannung τ_{kr} ist eine Größe, die den allgemeinen Beginn der Loslösung der Bodenpartikel beschreibt (Bollrich, 1996). Die kritische Froude-Zahl Fr_{kr} muss dagegen in Zusammenhang mit dem Prozess des Sedimenttransportes gestellt werden. Diesbezüglich wurden in der Literatur bisher keine Angaben gemacht.

Je gröber die Körnung (hoher x_0 -Wert), desto höher muss Fr_{kr} sein, um die losgelösten Partikel transportieren zu können (Abbildung 4.16; S. 73). Rillenerosion wird durch selektiven Sedimenttransport und der damit einhergehenden Bildung von Rippeln ausgelöst. Rillenköpfe und Rillen können jedoch nur bei nicht selektivem Transport der losgelösten Partikel fortbestehen (Moss et al., 1980). Die kritische Froude-Zahl Fr_{kr} kennzeichnet somit die Schwelle zum vollständigen Transport aller Bodenpartikel. Bedeutend ist, dass der undifferenzierte Transport nicht unbedingt flächig gewährleistet sein muss. Es reicht aus, dass der konzentrierte Abfluss in den entstandenen Eintiefungen unterhalb der stehenden Wellen den Voraussetzungen des undifferenzierten Transportes genügt.

Wie gezeigt wurde, kann der Beginn der Rillenerosion mit Hilfe der Sohlschubspannung τ bestimmt werden. Dabei gilt, dass Rillenerosion um so eher einsetzt, je größer τ ist (Abbildung 4.8; S. 64) bzw. je eher die kritische Sohlschubspannung τ_{kr} erreicht wird. Die zum Auslösen der Rillenerosion benötigte kritische Sohlschubspannung τ_{kr} wird bei grober Körnung eher erreicht als bei feiner Körnung (Abbildung 4.9; S. 67), da grobes Korn kaum kohäsiver Bindung unterliegt. Die dazugehörige kritische Froude-Zahl Fr_{kr} kennzeichnet den hydraulischen Zustand des undifferenzierten Sedimenttransportes. Die kritische Froude-Zahl ist bei feiner Körnung geringer als bei grober Körnung (Abbildung 4.16).

Als Sonderfall soll die Ausbildung einer Sohlpflasterung (Schutzschicht auf Gerinnesohle) aus besonders groben, nicht transportablen Partikeln auf der Bodenoberfläche erwähnt werden (Abbildung 4.17). Diese Partikel werden zwar freigespült aber nicht verlagert. Aus ihnen bil-

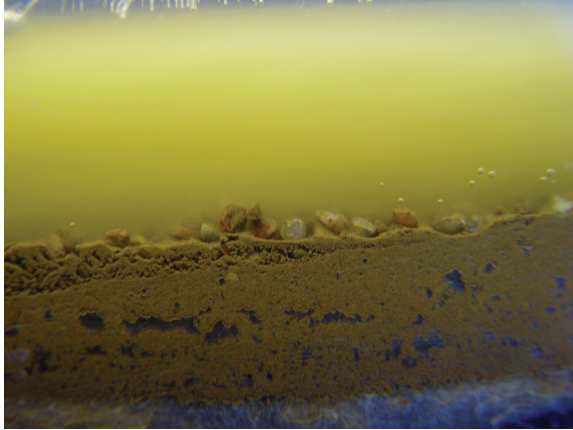


Abbildung 4.17: Abpflasterung der Gerinnesohle im Kleingerinne durch große Einzelpartikel

den sich keine rillenerosions-fördernden Rip-pel. Die Sohlpflasterung mindert bzw. verhin-dert die weitere Erosion des Bodens. Erst eine Änderung der Abflusshydraulik kann die Schicht aufbrechen und den unterlagernden Boden der Erosion zugänglich machen. Der Prozess der Abpflasterung der Gerinnesohle wurde vor allem bei den Überströmungsver-suchen mit dem Substrat FG QM_fSS_gSS beobachtet, trat jedoch auch bei anderen Sub-straten gelegentlich auf.

4.2.1.4 Aggregatstabilität und d_{90} der Aggregatgrößenverteilung

Auf den Beginn der Rillenerosion nehmen weiterhin die Aggregatstabilität (Abbildung 4.18) und die Aggregatgröße Einfluss (Abbildung 4.19). Stabile Aggregate sind dabei in der Regel auch große Aggregate (s. Anhang: Tabelle 8.7), was u. a. in den Arbeiten von Lyles et al. (1969) und Shainberg et al. (1997) bestätigt wurde.

Gegenüber kleinen, eng miteinander verzahnten Aggregaten kann der Oberflächenabfluss große und stabile Aggregate leichter aus dem Bodenverband lösen, zumal deren „Angriffsflä-che“ für die Strömungskräfte des Abflusses gegenüber kleinen Aggregaten größer ist. Die mit zunehmender Aggregatgröße eingeschränkte Transportierbarkeit der Aggregate hat Rippelbil-dung, Sohlschubspannungsspitzen und die Entstehung von Rillenköpfen zur Folge. Die Stabi-lität der Aggregate sichert dabei den Erhalt der Aggregatgröße, was die Rippelbildung fördert. Labile Aggregate zerfallen dagegen und können somit kaum zur Entstehung von Rippeln bei-tragen.

Allerdings verzögert sich nach Abbildung 4.18 der Beginn der Rillenerosion bei einer weite-ren Zunahme der Aggregatstabilität (hier bei $t > 2,5$), da die im Vergleich zur Schichtdicke des Abflusses sehr großen Aggregate schließlich nicht mehr aus dem Bodenverband herausge-löst werden können. Rippelbildung tritt dann verzögert bzw. gar nicht ein. Weiterhin kann

davon ausgegangen werden, dass sehr große, stabile Aggregate eine hydraulisch raue Oberfläche bilden, die den Abfluss bremst und damit dessen Erosivität mindert. Die bei sehr großen Aggregaten eingeschränkte Mobilisierbarkeit sowie die verminderte Erosivität des Abflusses verzögern den Beginn der Rillenerosion bzw. unterbinden diesen vollständig. Genau dieses Verhalten wird durch die Beziehung zwischen der Aggregatgröße und dem Beginn Rillenerosion bestätigt (Abbildung 4.19). In den Überströmungsversuchen im Kleingerinne tritt Rillenbildung am schnellsten bei einer Aggregatgröße von ca. 0,9 mm auf. Sowohl größere als auch kleinere Aggregate verzögern den Beginn der Rillenerosion.

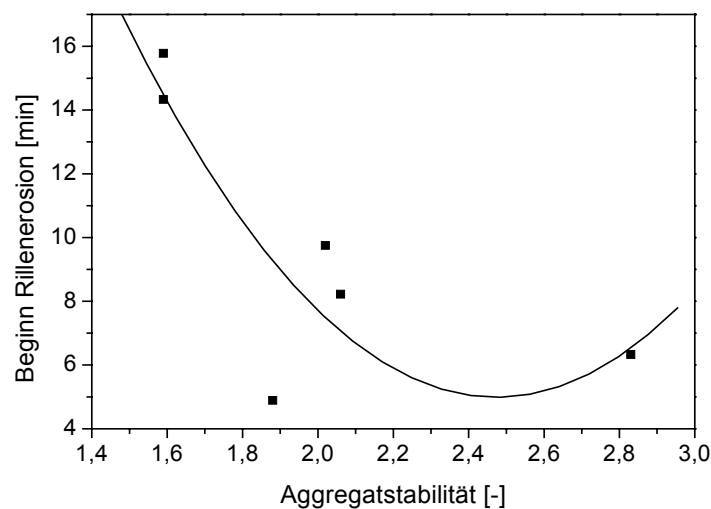


Abbildung 4.18: Beziehung zwischen der Aggregatstabilität und dem mittleren Beginn der Rillenerosion ($R^2 = 0,71$; $SD = 3,02$; $n = 6$; $p = 0,15$)

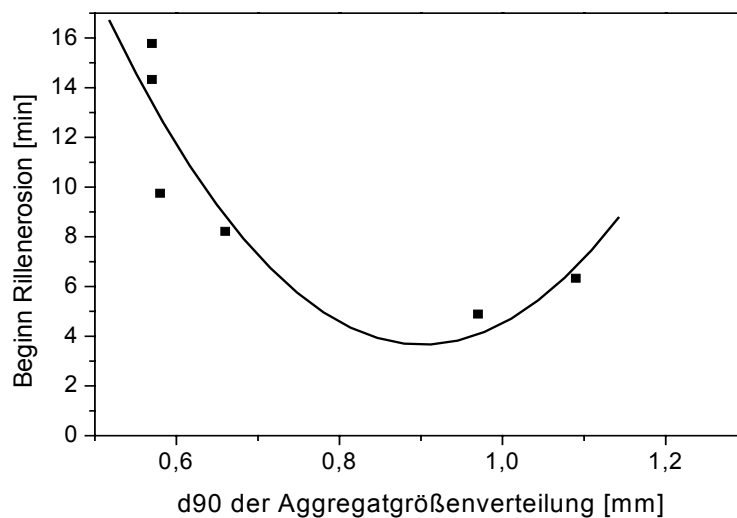


Abbildung 4.19: Beziehung zwischen der Aggregatgrößenverteilung und dem mittleren Beginn der Rillenerosion ($R^2 = 0,81$; $SD = 2,39$; $n = 6$; $p = 0,07$)

4.2.1.5 Lagerungsdichte

Die Lagerungsdichte des Bodens wirkt auf den Beginn der Rillenerosion in der Art ein, dass auf zunehmend dichter gelagerten Böden Rillenerosion verzögert auftritt (Abbildung 4.20). Einerseits nimmt der Erosionswiderstand bei steigender Lagerungsdichte zu, so dass Partikel zunehmend schwerer losgelöst werden können. Dichte Bodenlagerung provoziert andererseits hohe Abflussgeschwindigkeiten aufgrund der damit verbundenen hydraulisch glatteren Oberfläche (Abbildung 4.4; S. 61). Hohe Abflussgeschwindigkeiten ermöglichen dabei unspezifischen Sedimenttransport, d. h. alle Partikelgrößen, die trotz des steigenden Erosionswiderstandes losgelöst werden konnten, können auch abtransportiert werden. Unspezifischer Sedimenttransport unterbindet jedoch die Entstehung von Rippeln und stehenden Wellen. Sohl-schubspannungsspitzen und Rillenbildung unterbleiben.

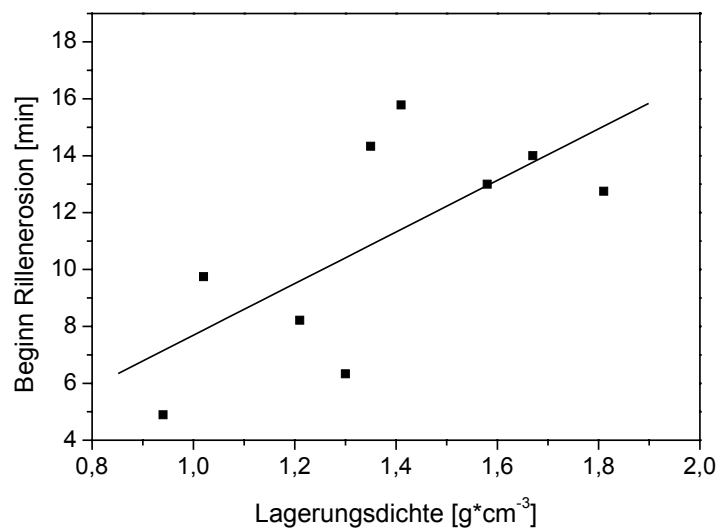


Abbildung 4.20: Beziehung zwischen der mittleren Lagerungsdichte und dem mittleren Beginn der Rillenerosion ($R = 0,68$; $R^2 = 0,46$; $SD = 3,01$; $n = 9$; $p = 0,04$)

4.2.1.6 Fließgeschwindigkeit

Auf den Einfluss der Fließgeschwindigkeit auf den Rillenerosionsbeginn wurde bereits im vorhergehenden Abschnitt ansatzweise eingegangen. Die in Abbildung 4.21 und Tabelle 8.14 (Anhang) dokumentierten Messergebnisse bestätigen, dass sich der Beginn der Rillenerosion bei hohen Fließgeschwindigkeiten verzögert.

Geringe Fließgeschwindigkeiten haben dagegen zur Folge, dass lediglich ein Teil der losgelösten Partikel auch tatsächlich abtransportiert werden kann, der Rest akkumuliert auf der Bodenoberfläche und trägt zu Bildung von Rippeln bei. Rillenerosion wird damit begünstigt und beginnt eher.

Allerdings muss es eine kritische Untergrenze der Fließgeschwindigkeit geben, ab der Bodenpartikel gar nicht mehr losgelöst werden können und damit keine Erosion mehr auftritt.

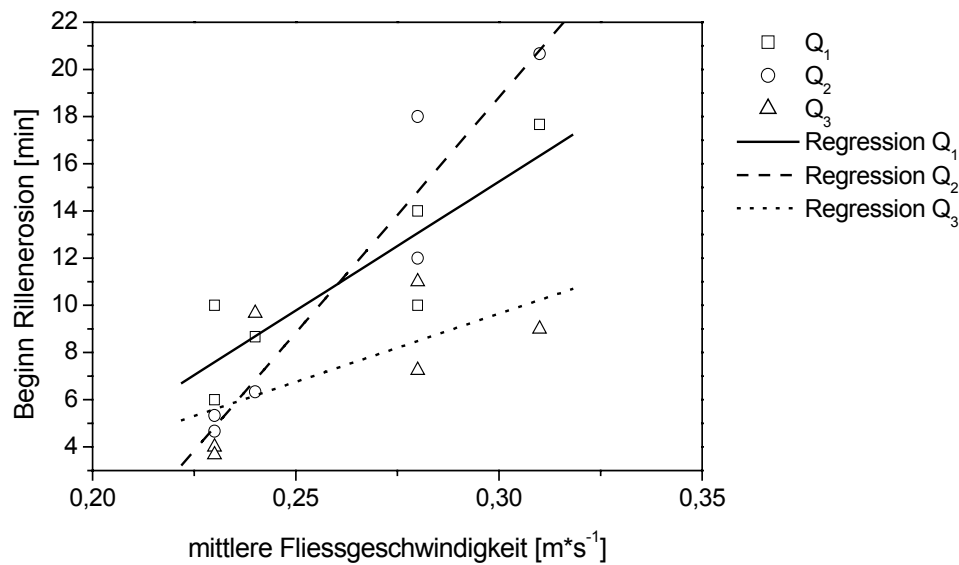


Abbildung 4.21: Beziehung zwischen der mittleren Fließgeschwindigkeit und dem mittleren Beginn der Rillenerosion

4.2.1.7 Reynoldszahl

In der Arbeit von Merritt (1984) wird der Beginn der Rillenerosion mit einer Reynoldszahl von ca. 200 in Verbindung gesetzt. Die im Kleingerinne ermittelten Reynoldszahlen (s. Tabelle 3.9) sind deutlich größer. Die im Kleingerinne ermittelten Reynoldszahlen konnten mit keinen erosionsspezifischen Kennwerten in Beziehungen gesetzt werden. Die Reynoldszahlen tragen in dieser Arbeit nicht zur Aufklärung von Phänomenen der Rillenerosion bei.

4.2.2 Rillenkopfneubildungsrate

4.2.2.1 Lagerungsdichte

Nach Ausbildung erster Rillenköpfe können im Gerinnebett weitere Rillenköpfe entstehen. Auf deren Neubildungsrate nimmt, bei konstantem Sohlgefälle, vor allem die Lagerungsdichte L_d Einfluss (Abbildung 4.22).

Auf natürlichen Böden niedriger Lagerungsdichte ist eine höhere Rillenkopfneubildungsrate zu beobachten, als auf dicht gelagerten Böden. Das Maximum der Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} auf natürlichen Böden wird bei einer Lagerungsdichte von $1,12 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ gemessen (Abbildung 4.22).

Nicht in das Schema fallen die Daten der künstlichen Substrate. Ferner beschleunigt ein steileres Gerinnebett ($I_s = 4\%$ und 6%) die Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} erheblich (s. Abschnitt 4.2.7). Trotz des geringen Korrelationskoeffizienten ($R^2=0,35$) ist der Trend, bezogen auf die natürlichen Bodensubstrate, klar zu erkennen. Der Durchfluss Q übt keinen quantifizierbaren Einfluss auf die Rillenkopfneubildungsrate aus.

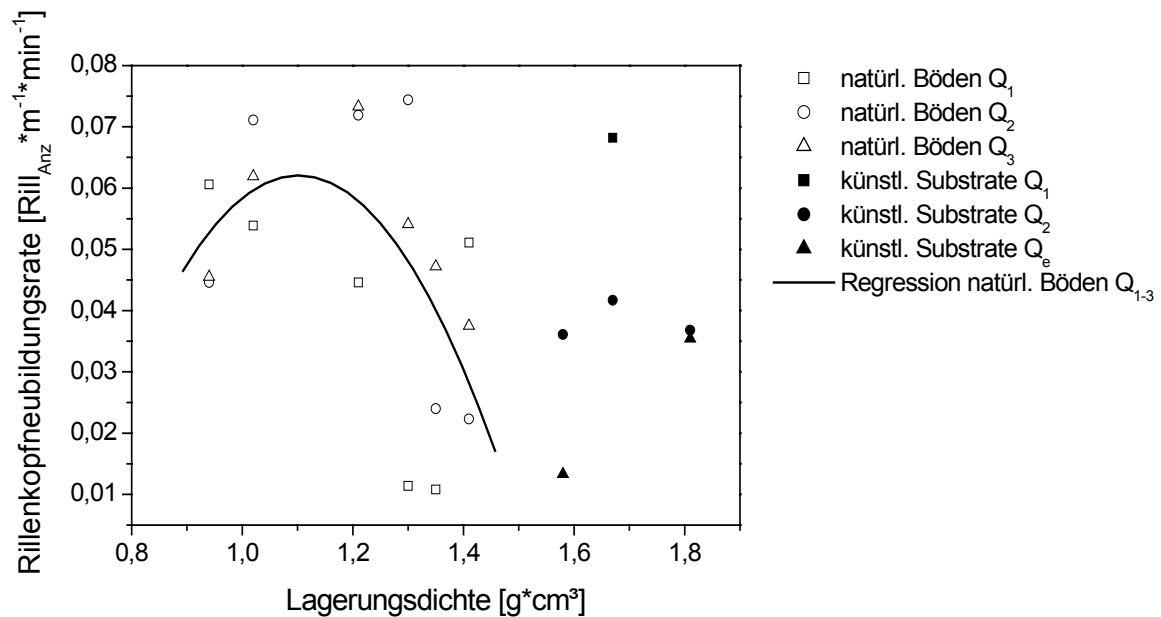


Abbildung 4.22: Beziehung zwischen der mittleren Lagerungsdichte und der mittleren Rillenkopfneubildungsrate auf natürlichen Böden bei $I_s = 2\%$ (Regressionsfunktion: Gleichung 4.1; $R^2 = 0,35$; $SD = 0,018$; $n = 18$; $p = 0,065$)

Die Beziehung zwischen der Lagerungsdichte Ld und der Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} wird durch die Gleichung 4.1 beschrieben.

Gleichung 4.1
$$\rho_{Rill} = -0,37 + 0,78 \cdot Ld - 0,35 \cdot Ld^2 \quad [Rill_{Anz} \cdot m^{-1} \cdot min^{-1}]$$

Das Verhalten von ρ_{Rill} lässt sich folgendermaßen interpretieren: Bei geringer Lagerungsdichte ist die Aggregatstabilität zumeist gut ausgeprägt und der Bodenverband locker. Im Ero-



Abbildung 4.23: Akkumulation von unzureichend abtransportierten Partikeln

sionsfall bedeutet dies, dass Partikel (Aggregate + Einzelkörner) leicht losgelöst werden können, der Abtransport der losgelösten Partikel jedoch aufgrund unzureichender Transportfähigkeit des Abflusses unvollständig ist. Die losgelösten Partikel akkumulieren auf der Bodenoberfläche (Abbildung 4.23), formen Rippel (s. Abbildung 3.13; S. 49) und provozieren stehende Wellen (s. Abbildung 4.15; S. 72). Im Bereich der Wellen ist die Schichtdicke des Abflusses und somit die lokale Sohlschubspannung hoch (-> Sohlschubspannungsspitzen). Die unter den stehenden Wellen auftretenden Sohlschubspannungsspitzen lösen Rillenerosion aus.

Verbunden mit der bei geringer Lagerungsdichte leichten Loslösbarkeit ist ein zeitiger Erosionsbeginn (s. Abbildung 4.20; S. 78). Eine zu geringe Lagerungsdichte verzögert dabei allerdings den Beginn der Rillenerosion.

Bei geringer Lagerungsdichte bildet sich Rillenerosion zwar schnell aus, die Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} ist auf locker gelagerten Böden dagegen gering, da:

- i) zunächst die mittlere Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses auf lockerem und damit hydraulisch rauem Boden niedrig ist und somit Partikel schwer losgelöst werden können,
- ii) lockere Lagerung mit hohem Porenraum verbunden ist, in den ein Teil des Oberflächenwassers infiltriert und so dem Oberflächenabfluss nicht mehr zur Verfügung steht,
- iii) ein Teil der losgelösten Partikel evt. eine Schutzschicht auf der Bodenoberfläche bildet (Abbildung 4.17; S. 75) und
- iv) der Bodenverband, aufgrund der gering verzahnten Partikel, in sich wenig stabil ist und die Bildung von Rillenköpfen nicht zulässt, da diese in der Entstehung bereits kollabieren.

Die tendenzielle Bestandsdauer der Rillenköpfe ist daher bei geringer Lagerungsdichte kurz (s. Abschnitt 4.2.4 und Abbildung 4.28; S. 88).

Steigt die Lagerungsdichte des Bodens, verbessern sich die Bildungsbedingungen der Rillenköpfe. Einerseits steigt die Fliessgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses aufgrund der verringerten hydraulischen Rauigkeit (s. Abbildung 4.2). Der Abfluss kann damit Partikel besser loslösen, diese jedoch noch nicht vollständig abtransportieren. Es entstehen Rippel, stehende Wellen, Sohlschubspannungsspitzen und Rillenköpfe. Andererseits gewinnt das Bodengefüge an Stabilität. Rillenköpfe sind damit formstabiler und haben länger Bestand (s. Abbildung 4.28; S. 88). Im Ergebnis steigt die Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} an.

Erhöht sich die Lagerung der Böden weiter, verschlechtern sich die Bedingungen zur Entstehung von Rillenköpfen. Obwohl die Fliessgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses weiter zunimmt und damit auch vermehrt losgelöste Partikel abtransportieren werden, können nur noch wenige Partikel aus dem Verband gelöst werden. Die dichte Lagerung der Partikel zueinander erhöht den **Erosionswiderstand** und verhindert deren zügige Loslösung. In den Versuchen von Takken et al. (1998) unterblieb auf stark verdichteten Böden Rillenerosion vollständig. Leider fehlen in der Veröffentlichung dazu die Lagerungsdichten.

Aus Gleichung 4.1 ergeben sich Grenzwerte der Rillenkopfneubildungsrate der natürlichen Böden in Abhängigkeit der Lagerungsdichte von $Ld = 0,68 \text{ g*cm}^{-3}$ bzw. $1,54 \text{ g*cm}^{-3}$. Dabei sind beide Grenzwerte Ergebnis einer ersten Extrapolation. Einerseits sind Lagerungsdichten natürlicher (mineralischer) Böden von $0,68 \text{ g*cm}^{-3}$ kaum realistisch. Andererseits beweisen die künstlichen Substrate, das auch bei Lagerungsdichten über $1,54 \text{ g*cm}^{-3}$ Rillenerosion möglich ist. Eine Konkretisierung zur Aussage der Grenzwerte von ρ_{Rill} kann nur durch weitere Versuche ermöglicht werden.

4.2.2.2 Aggregatstabilität und d_{90} der Aggregatgrößenverteilung

Neben der Lagerungsdichte wirken die Aggregatstabilität und die Aggregatgrößenverteilung auf die Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} (Abbildung 4.24 und Abbildung 4.25). Die Rillenkopfneubildungsrate ist bei geringer Aggregatstabilität und kleinen Aggregaten zunächst niedrig. Mit zunehmender Aggregatstabilität und Größe der Aggregate steigt die Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} an, um bei weiter steigender Aggregatstabilität und -größe erneut abzunehmen.

Eine geringe Aggregatstabilität führt während der Überströmung zu einem raschen Zerfall der Aggregate (Mualem et al., 1990; Betzalel et al., 1995; Geeves, 1997; Shainberg et al., 1997; Wakindiki und Ben-Hur, 2002). Die Oberfläche verschlämmt und homogenisiert. Feine Partikel werden in die oberflächennahen Porenräume eingetragen (McIntyre, 1958; Agassi et al., 1981; Gal et al., 1984; Wakindiki und Ben-Hur, 2002) und erhöhen die Lagerungsdichte (Shainberg et al., 1997; Betzalel et al., 1995). Sie bietet damit ungünstige Voraussetzungen zur Entstehung von Rillen. Ebenso bedeuten kleine Aggregatgrößen, dass die Aggregate dichter lagern. Die Porenräume zwischen den Aggregaten sind entsprechend klein und folglich die Lagerungsdichte hoch. Eine dichte Lagerung des Bodens bedingt eine Abnahme von ρ_{Rill} , da die Partikel nur schwer aus dem Bodenverband gelöst werden können.

Sind die Aggregate stabiler und größer, nimmt ρ_{Rill} zunächst zu. Stabile Aggregate neigen weniger zum Zerfall bzw. zerfallen über einen längeren Zeitraum, wobei sich die Verschlämmung der Bodenoberfläche hinauszögert. Große Aggregate erzeugen zudem größere Aggregatzwischenräume (Porenraum). Beide Prozesse, verzögerte Oberflächenverschlämmung als auch größerer Porenraum, bedingen eine geringere Lagerungsdichte, was zu einer verstärkten Rillenkopfneubildungsrate führt.

Dieser Prozess ist jedoch nicht stetig. Bei weiter zunehmender Aggregatstabilität bzw. größerem d_{90} der Aggregatgrößenverteilung, geht die Rillenkopfneubildungsrate zurück (Abbildung 4.24 und Abbildung 4.25). Eine weitere Zunahme der Aggregatgrößen bedeutet, dass die Aggregate aufgrund ihrer größeren Masse schwer in Bewegung zu setzen sind. Sie verbleiben im Bodenverband.

Aufgrund der wenigen Daten zur Aggregatstabilität und -größenverteilung muss vorerst auf die Ableitung von Grenzwerten verzichtet werden.

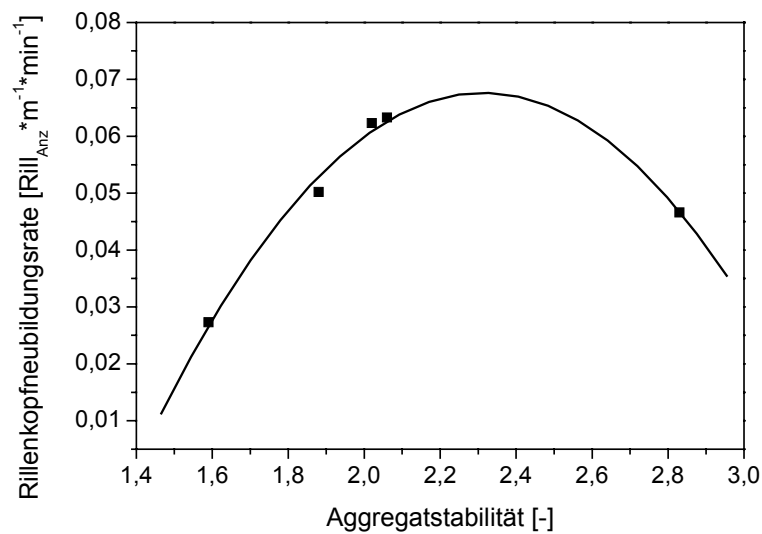


Abbildung 4.24: Beziehung zwischen der Aggregatstabilität (s. Tabelle 3.3; S. 37) und der mittleren Rillenkopfneubildungsrate (s. Anhang: Tabelle 8.16; S. 131) im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$ ($R^2 = 0,99$; $SD = 0,002$; $n = 6$; $p = 0,012$)

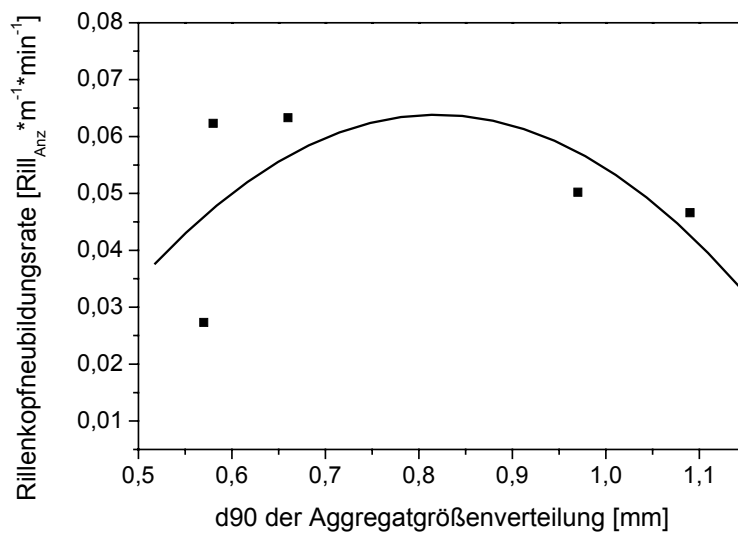


Abbildung 4.25: Beziehung zwischen dem d90 der Aggregatgrößenverteilung (s. Tabelle 3.5; S. 38) und der Rillenkopfneubildungsrate (s. Anhang: Tabelle 8.16; S. 131) im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$ ($R^2 = 0,20$; $SD = 0,018$; $n = 5$; $p = 0,79$)

4.2.3 Erosionsfortschritt

4.2.3.1 Lagerungsdichte

Die Lagerungsdichte nimmt neben der Rillenkopfneubildungsrate auch Einfluss auf den Erosionsfortschritt (Abbildung 4.26). Besonders schnell erodieren Rillenköpfe bei einer geringen Lagerungsdichte ($< 1,2 \text{ g*cm}^{-3}$). Höhere Lagerungsdichten verzögern zunächst v_{Rill} . Die geringsten Erosionsfortschritte werden bei einer Lagerungsdichte von ca. $1,2 \text{ g*cm}^{-3}$ verzeichnet. Bei zunehmend dichter Lagerung erhöht sich der Erosionsfortschritt erneut. Das Verhalten ist damit der Beziehung zwischen Lagerungsdichte und Rillenkopfneubildungsrate gegenläufig. Der Durchfluss Q übt auf den Erosionsfortschritt keinen quantifizierbaren Einfluss aus.

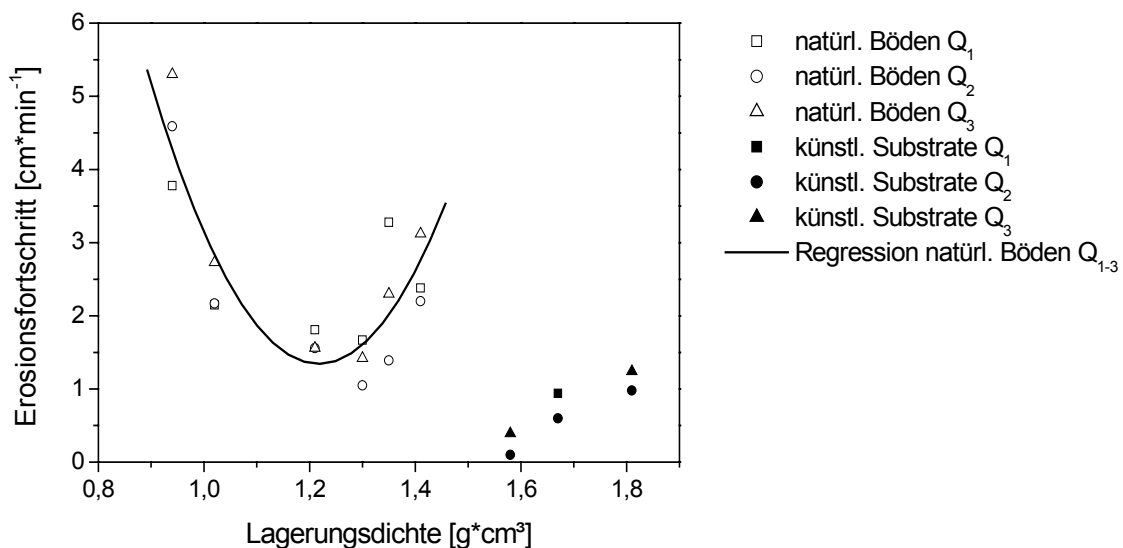


Abbildung 4.26: Beziehung zwischen der mittleren Lagerungsdichte und dem mittleren Erosionsfortschritt auf natürlichen Böden bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ (Regressionsfunktion: Gleichung 4.2; $R^2 = 0,75$; $SD = 0,61$; $n = 18$; $p < 0,001$)

Beschrieben wird die Beziehung zwischen der Lagerungsdichte Ld und dem Erosionsfortschritt v_{Rill} (Abbildung 4.26) durch Gleichung 4.2:

$$\text{Gleichung 4.2} \quad v_{Rill} = 57,81 - 92,76 * Ld + 38,1 * Ld^2 \quad [\text{cm*min}^{-1}]$$

Der hohe Erosionsfortschritt bei sehr geringer Lagerungsdichte muss auf die leichte Loslösbarkeit der Bodenpartikel zurückgeführt werden. Dem Prozess der leichten Loslösbarkeit sollte jedoch der Erosionswiderstand durch die hydraulisch raue Oberfläche bei geringer Lagerungsdichte entgegenstehen. Ferner können bei geringen Lagerungsdichten hohe Infiltrationsraten erreicht werden, die den Oberflächenabfluss verringern. Letztendlich überwiegt jedoch die leichte Loslösbarkeit der Partikel den Einfluss der Abflussverzögerung durch Rauigkeit und Infiltration..

Weiterhin ist bei geringer Lagerungsdichte die Rillenkopfneubildungsrate gering (Abbildung 4.22; S. 80). Hohe Rillenkopfneubildungsraten lassen gleichzeitig hohe Erosionsfortschritte nicht zu, da nach jedem Rillenkopf eine Beschleunigungsstrecke nötig ist, um die Erosivität des Abflusses wieder herzustellen. Da jeder Rillenkopf zur Minderung des Sohlgefälles beiträgt, wird die Beschleunigungsstrecke um so kürzer je mehr Rillenköpfe vorhanden sind bzw. je höher die Rillenkopfneubildungsrate ist.

Andersherum kann aber bei geringen Rillenkopfneubildungsraten die Erosionsgeschwindigkeit der Rillenköpfe durchaus hoch sein. Das wird durch den Vergleich von Abbildung 4.22 (S. 80) und Abbildung 4.26 (S. 85) deutlich. Ist die Rillenkopfneubildungsrate hoch, ist der Erosionsfortschritt gering und umgekehrt.

Nach Überschreiten des Minimums des Erosionsfortschrittes bei einer Lagerungsdichte von ca. $1,2 \text{ g*cm}^{-3}$ steigt der Erosionsfortschritt v_{Rill} mit zunehmender Lagerungsdichte erneut an (Abbildung 4.26). Zum einen sinkt die Rillenkopfneubildungsrate bei zunehmend dichter Lagerung und ermöglicht damit ansteigende Erosionsfortschritte, zum anderen nimmt die Erosivität des Abflusses zu, da die dichte Lagerung der Bodenpartikel eine hydraulisch glattere Oberfläche bedingt. Damit steigt die Abflussgeschwindigkeit.

Allerdings kann der Erosionsfortschritt bei sehr niedrigen bzw. sehr hohen Lagerungsdichten, wie Abbildung 4.26 (S. 85) impliziert, nicht ins Unendliche steigen. Vielmehr muss es Umkehrpunkte bei sehr lockerer bzw. bei sehr dichter Lagerung geben, ab welchen der Erosionsfortschritt abnimmt und gegen Null strebt. Hier sind weitere Daten nötig, um den weiteren Funktionsverlauf in Abbildung 4.26 und daraus entsprechende Grenzwerte ermitteln zu können.

4.2.3.2 d_{90} der Aggregatgrößenverteilung

Sowohl ein Bodengefüge aus sehr kleinen als auch aus sehr großen Aggregaten wirkt sich negativ auf den Erosionsfortschritt aus (Abbildung 4.27). Dazwischen, etwa bei einem d_{90} der Aggregatgrößenverteilung von ca. 0,8 bis 0,9 mm, wurde im Kleingerinne der maximale Erosionsfortschritt gemessen. In diesem Bereich beginnt die Rillenbildung zudem frühzeitig (vgl. Abbildung 4.19; S. 77) und die Rillenkopfneubildungsrate ist hoch (vgl. Abbildung 4.25; S. 84).

Da kleine Aggregate auch wenig stabil sind (vgl. Anhang: Tabelle 8.7) zerfallen sie rasch und verschlämmen die Oberfläche. Aus der daraus entstehenden dichten und hydraulisch glatten, oberflächennahen Schicht werden Partikel schwer herausgelöst. Damit verzögert sich die Rillenerosion und der Erosionsfortschritt. Sehr große Aggregate können, aufgrund ihrer Masse, auch nur schwer losgelöst werden, wodurch der Erosionsfortschritt ebenfalls gering ist. Dazwischen sind die Bedingungen zum Herauslösen der Partikel aus dem Bodenverband günstig und der Erosionsfortschritt ist hoch.

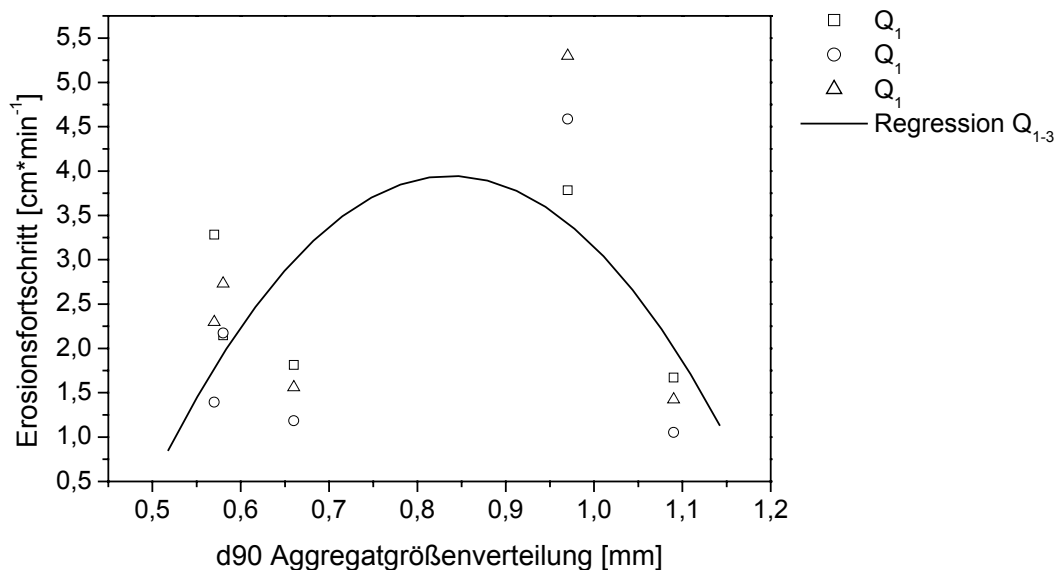


Abbildung 4.27: Beziehung zwischen dem d_{90} der Aggregatgrößenverteilung und dem mittleren Erosionsfortschritt (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.8)

4.2.4 Bestandsdauer der Rillenköpfe

4.2.4.1 Lagerungsdichte

Die Bestandsdauer der Rillenköpfe ist sowohl bei lockerer als auch bei dichter Lagerung gering (Abbildung 4.28). Dazwischen haben die Rillenköpfe länger Bestand.

Entgegengesetzt dazu verhält sich die Beziehung zwischen dem Erosionsfortschritt der Rillenköpfe und der Lagerungsdichte (vgl. Abbildung 4.26; S. 85). Die Bestandsdauer der Rillenköpfe hängt dabei mit dem Erosionsfortschritt zusammen (s. Anhang: Tabelle 8.15). Die Rillenköpfe haben um so länger Bestand, je geringer der Erosionsfortschritt ist, d. h. unter anderem, je länger ein Rillenkopf benötigt sich dem oberen Hangende (bzw. Gerinneende) zu nähern. Die Wertepaare (Ld/Bestandsdauer) 1,3/1,5 und 1,35/43,25 drücken den Korrelationskoeffizient auf $R^2=0,2$. Besonders stark streuen die Werte für Q_1 . Der Durchfluss Q hat keinen erkennbaren Einfluss auf die Bestandsdauer der Rillenköpfe.

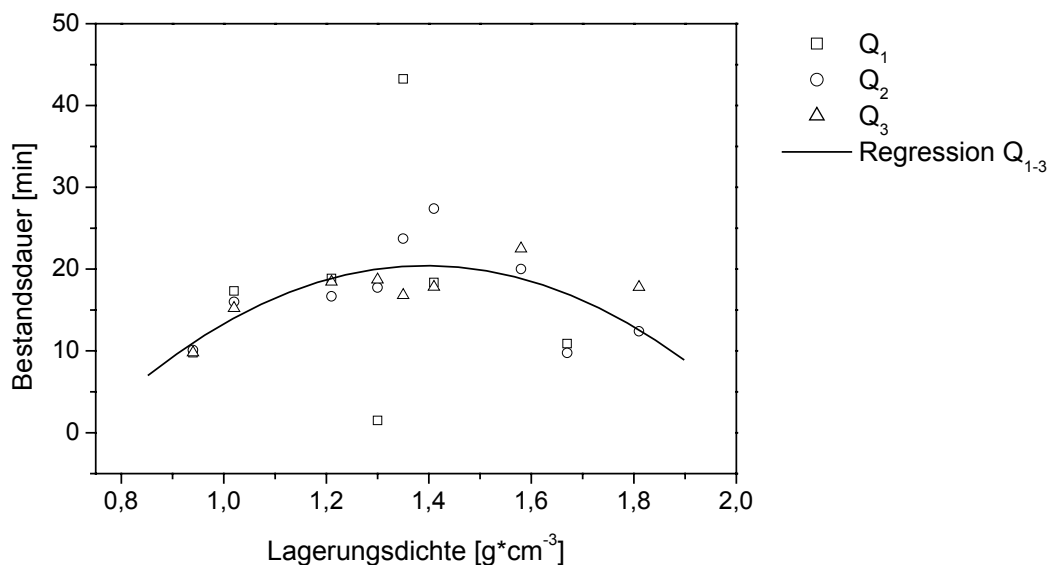


Abbildung 4.28: Durchschnittliche Bestandsdauer der Rillenköpfe im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$ in Abhängigkeit der Lagerungsdichte der natürlichen Böden und der künstlichen Substrate (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.13)

4.2.4.2 d90 der Aggregatgrößenverteilung

Die Aggregatgröße, hier ausgedrückt durch den d90 der Aggregatgrößenverteilung, wirkt auf die Bestandsdauer der Rillenköpfe in der Art, dass sowohl kleine als auch große Aggregate den Bestand der Rillenköpfe verlängern. Dazwischen weisen die Rillenköpfe eine kurze Bestandsdauer auf (Abbildung 4.29).

Die verlängerte Bestandsdauer der Rillenköpfe hin zu sehr kleinen bzw. großen Aggregaten erklärt sich auch hier aus dem dazugehörigem Erosionsfortschritt (s. Anhang: Tabelle 8.15). Da der Erosionsfortschritt auf Böden, deren Gefüge sich aus kleinen bzw. großen Aggregaten zusammensetzt, gering ist (vgl. Abbildung 4.27; S. 87), haben die Rillenköpfe um so länger Bestand (Abbildung 4.29). Allerdings streuen die Werte stark ($R^2=0,34$), so dass die Regression hier um so mehr als Tendenz und erste Annäherung zu sehen ist.

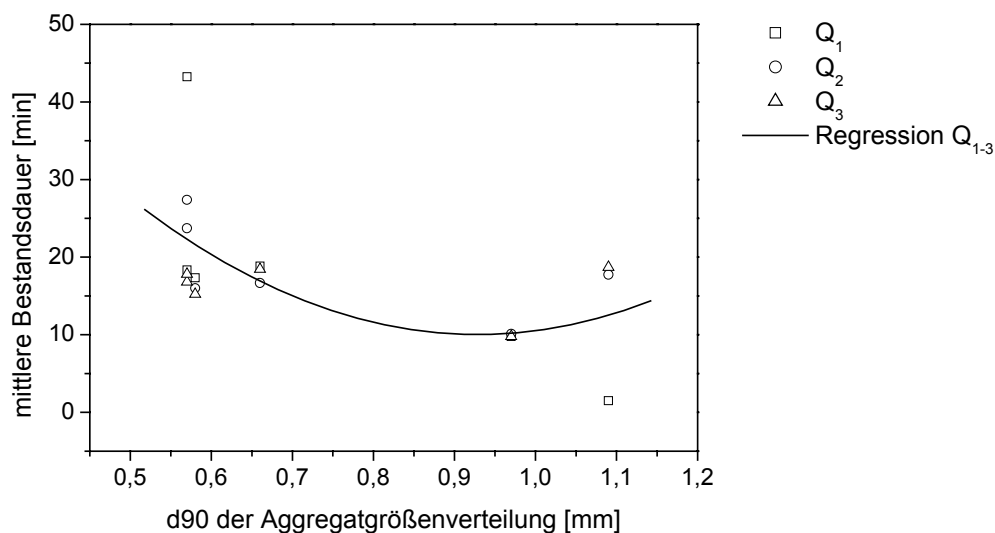


Abbildung 4.29: Beziehung zwischen dem d90 der Aggregatgrößenverteilung und der mittleren Bestandsdauer auf natürlichen Böden im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.9)

4.2.5 Sedimentkonzentration

4.2.5.1 Rillenkopfneubildungsrate

Die Sedimentkonzentration c im Oberflächenabfluss stellt sich als Funktion der Rillenkopfneubildungsrate dar (Gleichung 4.3). Die Funktion wurde aus den in Abbildung 4.30 dargestellten Daten abgeleitet. Die maximale Sedimentkonzentration wurde bei $\rho_{Rill} = 0,045$ $Rill_{Anz} \cdot m^{-1} \cdot min^{-1}$ gemessen und nimmt bei geringerer bzw. höherer Rillenkopfneubildungsrate ab (Abbildung 4.30).

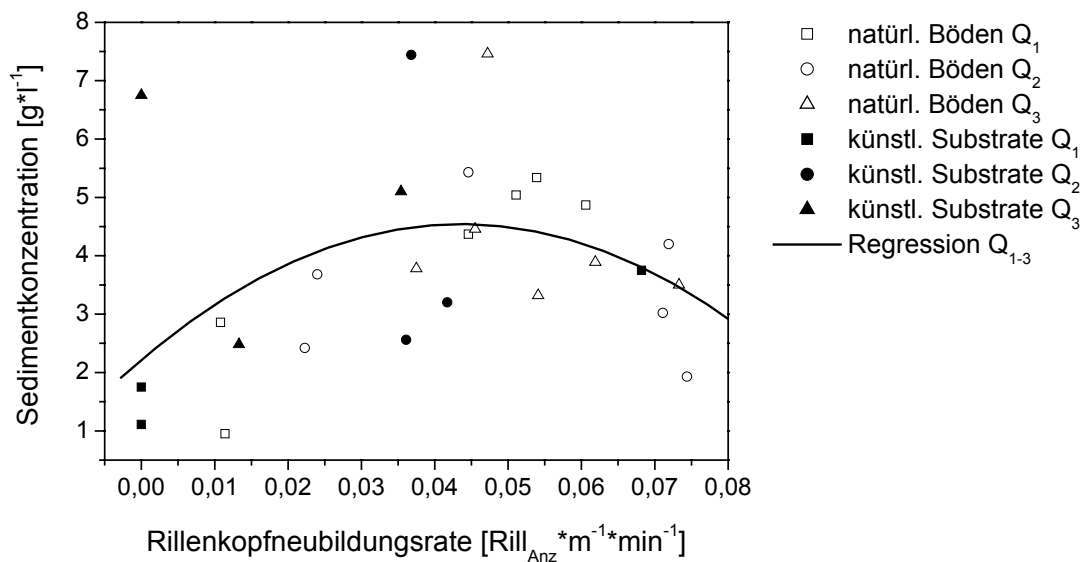


Abbildung 4.30: Zusammenhang zwischen der mittleren Rillenkopfneubildungsrate [$Rill_{Anz} \cdot m^{-1} \cdot min^{-1}$] und der mittleren Sedimentkonzentration [$g \cdot l^{-1}$] im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ ($R^2 = 0,58$; $SD = 0,86$; $n = 24$; $p < 0,001$)

Gleichung 4.3
$$c = -0,77 + 243,98 \cdot \rho_{Rill} - 2608,61 \cdot \rho_{Rill}^2 \quad [g \cdot l^{-1}]$$

Die Sedimentkonzentrationen im Oberflächenabfluss der künstlichen Substrate passen sich gut in den allgemeinen Verlauf ein. Die Ausnahme bildet das Datenpaar mit $\rho_{Rill} = 0$ und einer gemessenen Sedimentkonzentration von $6,75 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Der Wert wurde auf Boden FG

QM_fSS und Q_3 ermittelt. Es handelt sich dabei um intensive Flächenerosion. Ferner fallen die Wertepaare (ρ_{Rill} / Sedimentkonzentration) 0,036/7,44 (FG QM_fSS_gSS; Q_2) und 0,047/7,46 (FB Bo4; Q_3) auf. Werden sie in der Regressionsanalyse berücksichtigt, ergeben sich die statistischen Größen zu: $R^2 = 0,19$; $SD = 1,59$; $n = 27$; $p = < 0,07$, ohne deren Berücksichtigung zu: $R^2 = 0,58$; $SD = 0,86$; $n = 24$; $p = < 0,001$. Die genannten Wertepaare stellen im statistischen Sinne keine Ausreißer dar (vgl. Ausreißertest nach Grubbs).

Die mittlere Sedimentkonzentration im Oberflächenabfluss ist ein Summenparameter der Rillen- und Flächenerosion. Die Ablösung und der Transport von Bodenpartikeln ist bei flächiger Erosion weniger effizient als bei Rillenerosion. Gewinnt die Flächenerosion an Einfluss, d. h. geringe bzw. keine Rillenkopfneubildungsrate, geht die Sedimentkonzentration zurück (Abbildung 4.30).

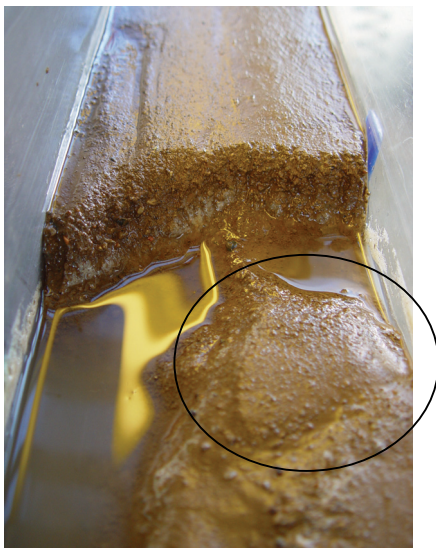


Abbildung 4.31: Depositionsbereich im Kolk eines Rillenkopfes (eingekreist); aufgenommen im Kleingerinne

Umgekehrt sinkt die Sedimentkonzentration ebenso bei einer hohen Rillenkopfneubildungsrate (Abbildung 4.30), da die starke Turbulenz und die damit verbundene Energiedissipation unterhalb der Abbruchkante des Rillenkopfes den Austrag losgelöster Partikel mindert. Zudem nimmt unterhalb des Rillenkopfes das Gefälle ab, was zur Ablagerung (Deposition) von Bodenpartikeln führt (Abbildung 4.31). Folgen mehrere Rillenköpfe aufeinander, ist also ρ_{Rill} hoch, wirkt die Erosion zwar lokal, es werden jedoch insgesamt weniger Partikel ausgetragen.

4.2.5.2 *Aggregatstabilität und d_{90} der Aggregatgrößenverteilung*

Die Aggregatstabilität t beeinflusst die Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} (Abbildung 4.24; S. 84). Da die Sedimentkonzentration ihrerseits eine Funktion von ρ_{Rill} ist, wirkt sich die Aggregatstabilität auch auf die Sedimentkonzentration im Oberflächenabfluss aus.

Der Parameter t beschreibt die Stabilität der Bodenaggregate (s. Abschnitt 2.3.1.2). Böden die aus stabilen Aggregaten zusammengesetzt sind, verursachen eine geringere Sedimentkonzentration im Oberflächenabfluss (Abbildung 4.32; Anhang: Tabelle 8.10). Der Befund wird durch die Ergebnisse von Gerlinger (1997) bestätigt.

Da stabile Aggregate über lange Zeit ihre Form und Größe beibehalten, findet kaum Verschlammung der Bodenoberfläche statt. Die Oberflächenrauigkeit bleibt bestehen, bremst den Abfluss und verringert dessen Erosivität. Infolgedessen können nur wenige Bodenpartikel losgelöst und abtransportiert werden. Die Sedimentkonzentration bleibt gering. Hinzu kommt, dass stabile Aggregate tendenziell größer sind als instabile, was durch Lyles et al. (1969) und Shainberg et al. (1997) gezeigt wurde und durch eigene Untersuchungen bestätigt wird (s. Anhang: Tabelle 8.7).

Dagegen fördern labile Aggregate eine rasche Verschlammung der Bodenoberfläche. In Folge wird die Rauigkeit gemindert und die Geschwindigkeit des Abflusses sowie dessen Erosivität steigen. Die Konzentration der Partikel im Abfluss nimmt zu, da zum einen bereits ein Teil der zerfallenden Aggregate abtransportiert wird, zum anderen der beschleunigte Abfluss weitere Bodenpartikel aus dem Verband loszulösen und abzutransportieren vermag.

Die Daten in Abbildung 4.32 lassen allerdings eine Abnahme der Sedimentkonzentration hin zu besonders labilen Aggregaten vermuten (zur Verdeutlichung wurde eine Regression ohne das markierte Datenpaar (nach Grubbs kein Ausreißer) durchgeführt -> gestrichelte Linie). Hier könnte die rasche und intensive Verschlammung der Bodenoberfläche dazuführen, dass Partikel zunehmend schwerer losgelöst werden können, da in der verschlammten Schicht die Lagerungsdichte zunimmt (Betzalet et al., 1995), aufgrund der kleinen, in das Porensystem eingetragenen Partikel kohäsive Bindungskräfte bestimmend werden und die hydraulisch glatte Oberfläche gar keine Angriffspunkte zum Loslösen mehr bietet.

Die Regressionsanalyse der Daten in Abbildung 4.32 liefert folgende Funktion (Gleichung 4.4):

$$\text{Gleichung 4.4} \quad c = 2,20 + 3,88 * t - 1,39 * t^2 \quad [\text{g} * \text{l}^{-1}]$$

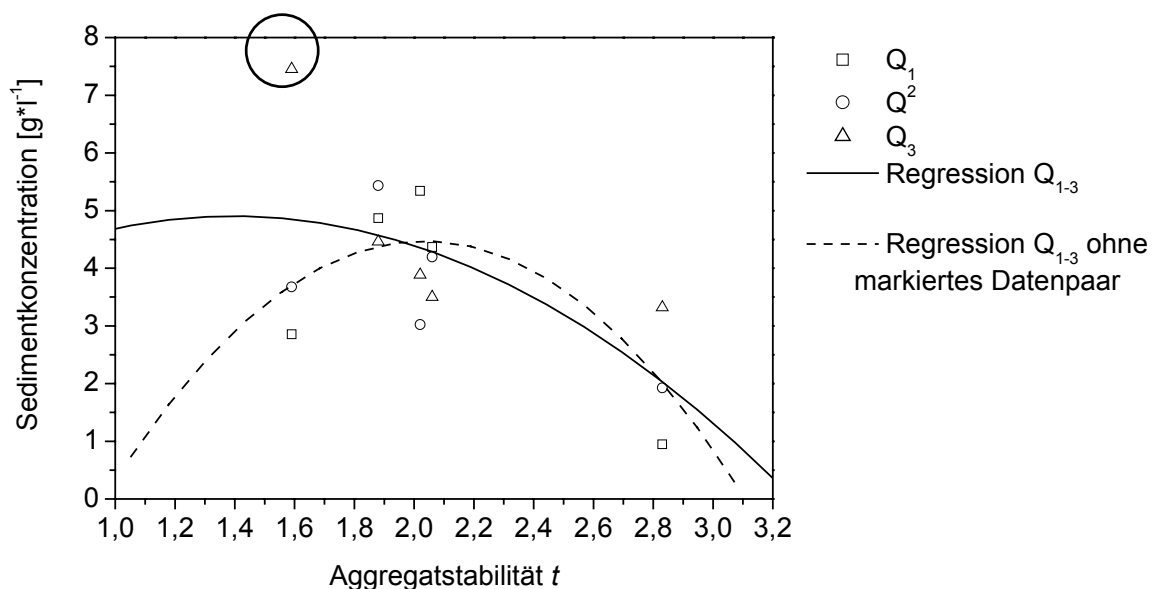


Abbildung 4.32: Beziehung zwischen der mittleren Sedimentkonzentration und der Aggregatstabilität im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$ (statistische Parameter für die Regression Q_{1-3} s. Anhang: Tabelle 8.10); Die gestrichelte Regressionslinie wurde ohne das markierte Datenpaar erstellt und verdeutlicht die Tendenz abnehmender Sedimentkonzentrationen hin zu labilen Aggregaten

Neben der Aggregatstabilität wirkt ferner der d_{90} der Aggregatgrößenverteilung auf die Sedimentkonzentration im Abfluss. Dabei zeigen sich für geringe als auch für hohe d_{90} Werte, dass die Sedimentkonzentrationen abnehmen (Abbildung 4.33). Die maximalen Sedimentkonzentrationen wurden bei einem d_{90} von ca. 0,8 mm gemessen.

Da kleine Aggregate (geringer d_{90} Wert) auch gleichzeitig wenig stabil sind (s. Anhang: Tabelle 8.7), ist der Einfluss von Aggregatstabilität und dem d_{90} der Aggregatgrößenverteilung auf die Sedimentkonzentration tendenziell gleich.

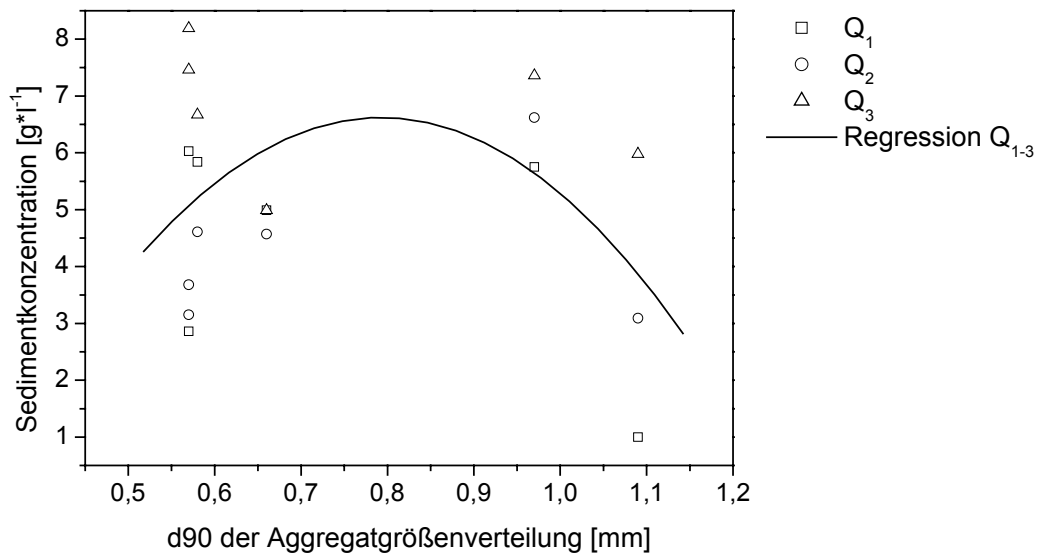


Abbildung 4.33: Beziehung zwischen der mittleren Sedimentkonzentration und dem d90 der Aggregatgrößenverteilung im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$ (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.11)

4.2.5.3 Fließgeschwindigkeit

Die Fließgeschwindigkeit kontrolliert in ganz besonderem Maße die Sedimentkonzentration im Abfluss. Steigt die Fließgeschwindigkeit nimmt die Sedimentkonzentration exponentiell zu (

Abbildung 4.34). Die initiale Fließgeschwindigkeit ist dabei die gemessene Geschwindigkeit während des flächenhaften Abflusses (s. Tabelle 3.8; Spalten a)). Regressionsanalysen mit den Fließgeschwindigkeiten beim Übergang von der Flächen- zur Rillenerosion (s. Tabelle 3.8; Spalten b)) sowie während der Rillenerosion (s. Tabelle 3.8; Spalten a)) und den dabei gemessenen Sedimentkonzentrationen führen zu keiner wesentlichen Änderung der in Tabelle 8.12 (Anhang) aufgelisteten statistischen Parameter.

Je schneller der Abfluss die Bodenoberfläche überströmt, desto mehr Partikel können aus dem Bodenverband herausgelöst und abtransportiert werden. Dadurch erhöht sich die Sedimentkonzentration im Abfluss.

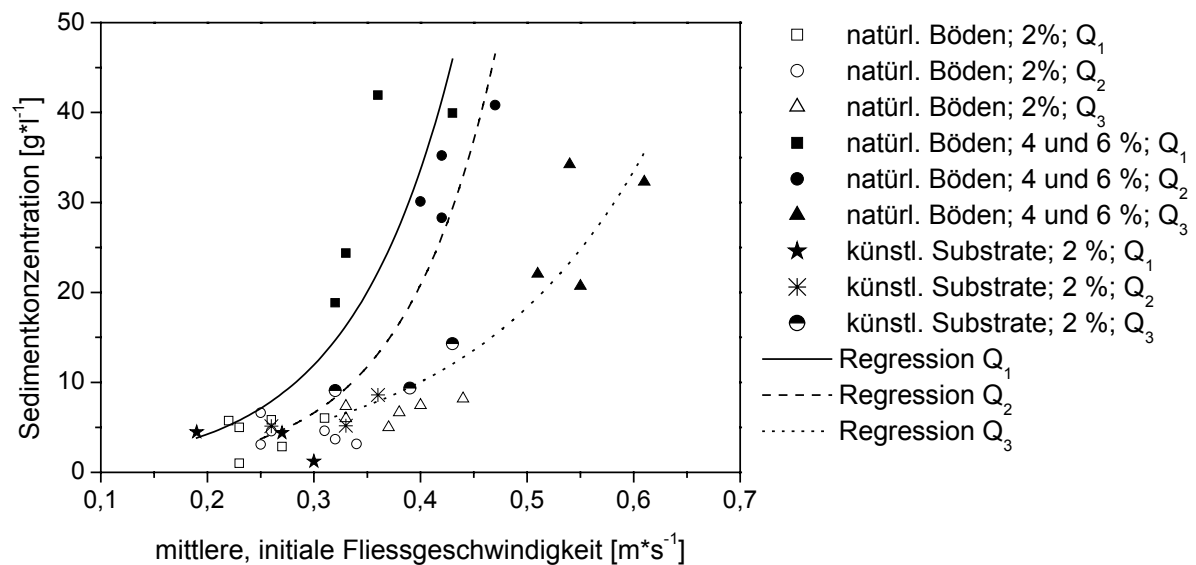


Abbildung 4.34: Beziehung zwischen der mittleren, initialen Fließgeschwindigkeit und der Sedimentkonzentration der natürlichen Böden und der künstlichen Substrate bei $I_s = 2, 4$ und 6% (statistische Parameter s. Anhang: Tabelle 8.12)

4.2.6 Formrauigkeit

Die Oberfläche des eingebauten Bodens wurde jeweils vor und während der Versuche mit einem Laser auf einer Länge von $0,87\text{ m}$ vermessen (s. Abschnitt 2.2.1.2; S. 19). Nach Beginn der Überströmung wird die Oberflächenmorphologie (\Rightarrow Formrauigkeit) zunehmend bewegter (Abbildung 4.35, Schwellen = Kurvenmaxima und Kolke = Kurvenminima). Gegen Ende des Versuches - weite Teile des eingebauten Bodens sind erodiert - findet ein Reliefausgleich statt.

In dem in Abbildung 4.35 exemplarisch dargestellten Versuch nimmt die Formrauigkeit nach Überströmungsbeginn beständig zu und erreicht die stärkste Ausprägung nach ca. 10 Minuten. Von da an geht die Formrauigkeit bis Versuchsende zurück.

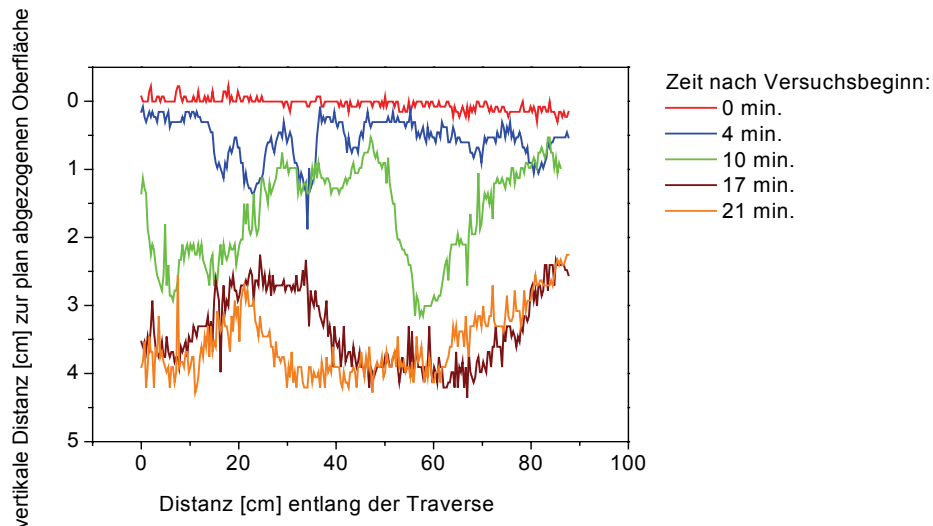


Abbildung 4.35: Beispiel zur Dynamik der Oberflächenmorphologie (Formrauigkeit) während eines Überströmungsversuches im Kleingerinne

Die als relative Standardabweichung vom Mittelwert (s. Abschnitt 2.3.3.6; S. 33) ausgedrückten Formrauigkeitshöhen sind letztendlich, analog zu ρ_{Rill} , ein Maß zur Quantifizierung der Rillenerosion. Die Standardabweichung ist um so höher, je mehr Formrauigkeitselemente (\Rightarrow Rillenköpfe) die Bodenoberfläche umformen.

Die Formrauigkeit wirkt dabei entsprechend dem in Abbildung 4.36 dargestelltem Verlauf auf die Sedimentkonzentration: Die geringe Sedimentkonzentration bei niedriger Standardabweichung ist Ausdruck der Flächenerosion. Bilden sich zunehmend Formrauigkeitselemente (\Rightarrow Rillenköpfe) steigt die Sedimentkonzentration an (Abbildung 4.36; Q_1). Ab einer Standardabweichung von 0,01 wird kein zusätzliches Sediment mehr transportiert. Die Sedimentkonzentration im Oberflächenabfluss stagniert. Deutlich ist der Zusammenhang bei Q_1 (Abbildung 4.36, schwarze Rechtecke), verwischt jedoch bei höheren Durchflüssen. Der Effekt erklärt sich aus der Tatsache, dass bei einer Vielzahl von Rillenköpfen (\Rightarrow Formrauigkeitselemente) die mittlere Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses und somit die Transportkapazität gemindert wird. Bodenpartikel werden zwar am Rillenkopf gelöst, können aber aus dem darunter folgenden Kolk nicht ausgetragen werden und lagern sich ab (Abbildung 4.31; S. 91).

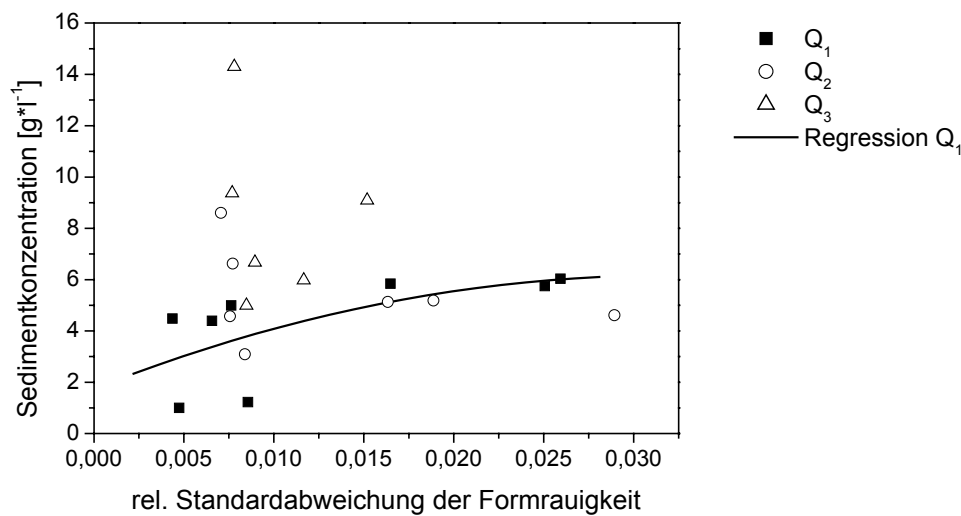


Abbildung 4.36: Einfluss der Formrauigkeit, ausgedrückt als relative Standardabweichung, auf die mittlere Sedimentkonzentration der natürlichen und künstlichen Böden im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_S = 2 \%$ (Q_1 : $R^2 = 0,44$; $SD = 1,98$; $n = 8$; $p = 0,46$)

Die höchsten Formrauigkeiten im Kleingerinne wurden bei 6 % Sohlneigung gemessen (Tabelle 3.16; S. 55). Bestätigt wird der Befund durch Giménez und Govers (2001), die zeigten, dass ein steileres Gerinnebett die Formrauigkeit fördert. Der Durchfluss übt, im Gegensatz zu den Ergebnissen von Takken und Govers (2000) sowie Giménez und Govers (2001), im Kleingerinne kaum Einfluss auf die Formrauigkeit aus.

4.2.7 Sohlneigung

Zusätzlich zur Sohlneigung $I_S = 2 \%$ wurden für den Boden FG B4 Sohlneigungen von 4 % und 6 % eingestellt. Die wenigen Wertepaare aus diesen Teilversuchen genügen einer statistisch abgesicherten Analyse nicht. Trotzdem zeigt sich der überragende Einfluss von I_S auf:

- * den Erosionsbeginn,
- * die Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} ,
- * den Erosionsfortschritt v_{Rill} ,
- * die Bestandsdauer der Rillenköpfe sowie
- * die Sedimentkonzentration c .

Der Erosionsbeginn beschleunigte sich bei einer Versteilung des Sohlbettes auf 4 % bzw. 6 % im Mittel um 30 % bzw. 66 % (Tabelle 3.12; S. 50). Ebenso erhöhen sich ρ_{Rill} sowie v_{Rill} bei zunehmendem Sohlgefälle (s. a.: Govers, 1992). So steigt ρ_{Rill} im Mittel um das 2fache bzw. 3fache (Tabelle 3.13; S. 51) und v_{Rill} um mehr als das 2fache (Tabelle 3.14; S. 53). Dagegen verkürzt sich die Bestandsdauer der Rillenköpfe um ca. den Faktor 2-3 bei Versteilung des Sohlbettes auf 4 % bzw. 6 %.

Besonders deutlich zeigt sich die Wirkung des Sohlgefälles in Bezug auf die Sedimentkonzentrationen im Oberflächenabfluss. Bei einer Zunahme des Sohlgefälles von 2 % auf 4 % wird im Oberflächenabfluss 5fach und von 2 % auf 6 % Sohlgefälle 8fach mehr Boden abtransportiert (Tabelle 3.17; S. 56). Vergleichbare Aussagen lieferten Zhang et al. (2003).

Die kritische Untergrenze der Sohlneigung, bei der Rillenerosion stattfindet, wird in der Literatur mit ca. 2 % angegeben (Moss et al., 1982; Loch und Donnollan, 1983; De Ploey, 1983; Govers, 1987; Shainberg et al., 1992; Loch und Thomas, 1987; Giménez und Govers, 2001). Neigungsmessungen der Abflusssohle im Verlauf der Überströmungsversuche im Kleingerinne (s. Abschnitt 2.2.1.2) belegen Rillenerosion auch bei Sohlneigungen < 2 %. Die niedrigste Sohlneigung, bei der Rillenerosion beobachtet werden konnte, betrug 1,3 %. Wiederholt wurde im Kleingerinne Rillenerosion bei Sohlneigungen von 1,5 % beobachtet.

4.3 Rillenerosion und Verschlämmung

Cai et al. äußerten 1985 die Vermutung, dass Oberflächenverschlammung die Voraussetzung für Rillenerosion ist. Die Verschlammung der Bodenoberfläche ist an den selektiven Transport des Abflusses gebunden, wobei lediglich ein Teil der losgelösten Partikel abtransportiert wird, der Rest jedoch auf der Bodenoberfläche verbleibt bzw. nur auf sehr kurzen Distanzen verlagert wird. Im Prozess der Verschlammung zerfallen Bodenaggregate unter der Einwirkung des Wassers. Ein Teil der Fragmente wird im Abfluss transportiert, die feine Fraktion jedoch in das oberflächennahe Porensystem eingetragen. Ist die zunächst transportable Fraktion jedoch zu groß, um über große Distanzen transportiert werden zu können, lagern sich die Partikel ab und bilden Rippel, worauf die Prozesskette von Rippelbildung, stehenden Wellen, Sohlschubspannungsspitzen und Rillenbildung einsetzen kann (vgl. Abbildung 4.12).

In den Versuchen des Klein- und Großgerinnes konnte Oberflächenverschlammung eingehend beobachtet werden (Abbildung 4.37 und s. Zimmermann, 2005). Bei geringer Sohlneigung und niedrigen Durchflüssen verschlammte die Bodenoberfläche stets bevor sich Rillenköpfe ausbildeten. Höhere Sohlneigungen und Durchflüsse ließen derartige visuelle Beobachtungen meist nicht mehr zu, da zum einen Erosion sehr schnell einsetzte, zum anderen die Bodenoberfläche durch den getrübten und turbulenten Oberflächenabfluss nicht zu erkennen war.

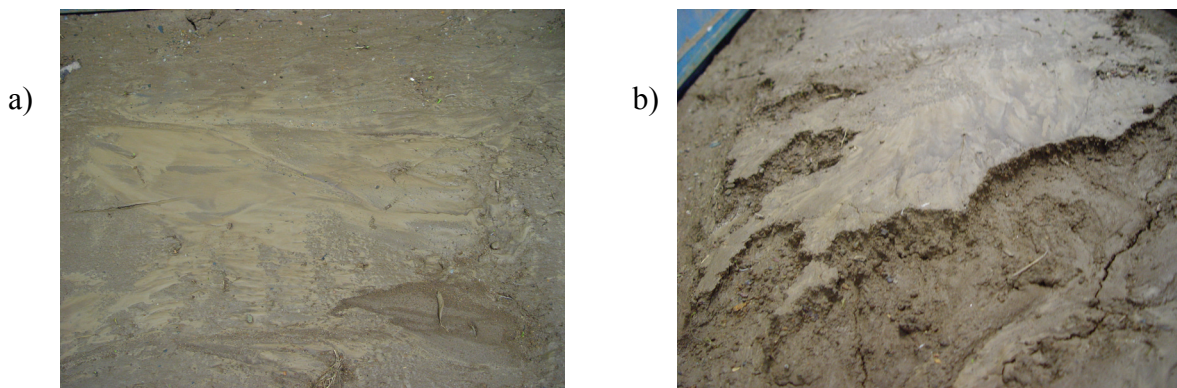


Abbildung 4.37 a) und b): Verschlammte Bodenoberfläche (Großgerinne; $I_s = 2 \%$)

Durch Rillenerosion wird die verschlammte Schicht aufgebrochen und der unterlagernde Boden freigelegt (Abbildung 4.38). Sharma et al. (1981); Bosch und Onstad (1988); Mualem et al. (1990) und Geeves (1997) konnten zeigen, dass sich die aufgrund von Oberflächenverschlammung geminderte Infiltration durch Rillenerosion erneut erhöht. Bryan (1990); Bryan und Poesen (1989); Poesen (1984); Young und Onstad (1986) sowie Slattery und Bryan

(1992) stellen den Erosionsfortschritt der Rillenköpfe mit der Infiltrationsrate in Zusammenhang. Die Autoren stellten fest, dass mit dem Auftreten von Rillenköpfen die Infiltration steigt.

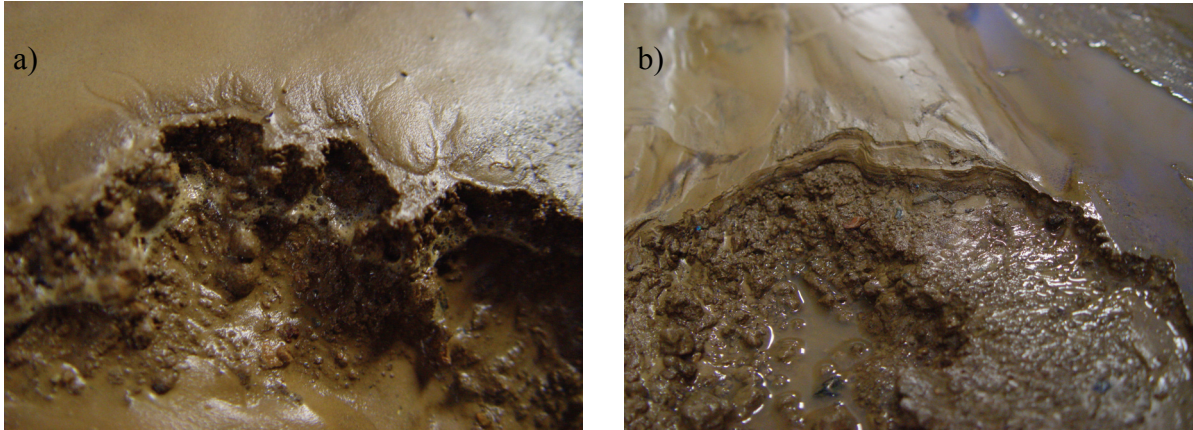


Abbildung 4.38 a) und b): Aufbrechen der verschlammten Bodenoberfläche am Rillenkopf

In den Überströmungsversuchen des Kleingerinnes konnte allerdings kein zweifelsfreier Zusammenhang zwischen der Intensität der Rillenerosion, z. B. mittels Erosionsfortschritt und der Infiltration hergestellt werden (Abbildung 4.39).

Die zeitliche Auflösung der Infiltration am Kleingerinne, d. h. die zeitlichen Abstände der Messzylinderablesungen reichten vermutlich nicht aus, um kurzzeitige Infiltrationsänderungen, wie sie durch Verschlammung und Rillenerosion hervorgerufen werden, messen zu können.

Die in Abbildung 4.39 dargestellte Beziehung zwischen dem Erosionsfortschritt und der Infiltrationsrate entspricht den Ergebnissen von u. a. Bryan (1990), scheint jedoch eher auf den Einfluss der Lagerungsdichte auf die Infiltration zurückzugehen. So zeigen die dicht gelagerten, künstlichen Substrate die geringsten Infiltrationsraten. Die höchsten Infiltrationsraten wurden auf Boden FG B7 gemessen, der gleichzeitig die geringste Lagerungsdichte ($\sim 0,94 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) aufwies.

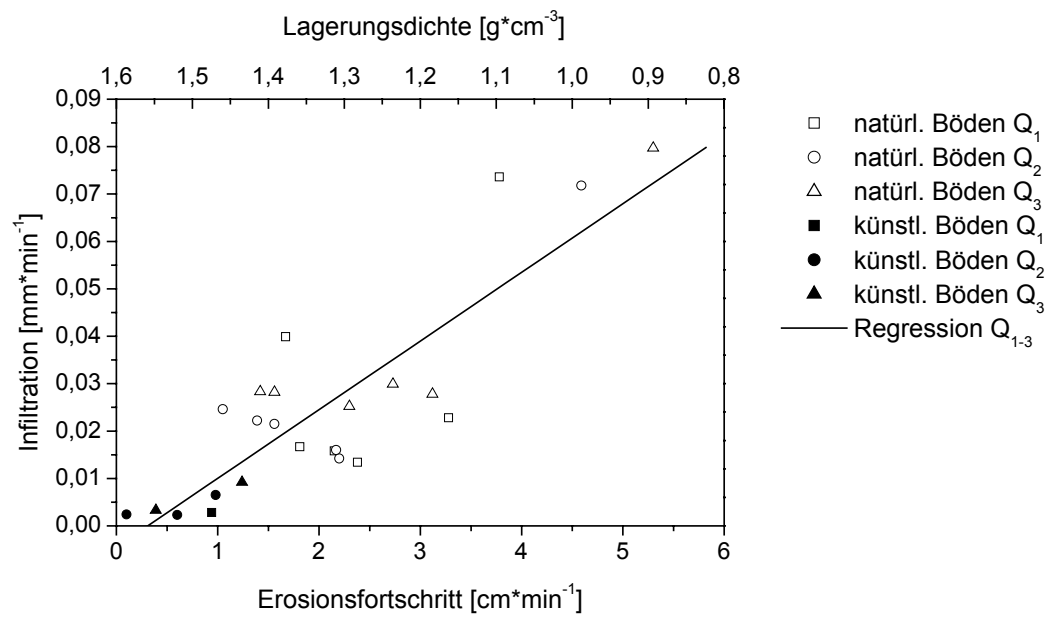


Abbildung 4.39: Zusammenhang zwischen dem mittleren Erosionsfortschritt der Rillenköpfe, der mittleren Lagerungsdichte [g*cm⁻³] und der mittleren Infiltrationsrate im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$

4.4 Projektion der laborativen Ergebnisse auf naturnahe Gerinne

Die bis hierher dargestellten Ergebnisse wurden aus den Überströmungsversuchen des Kleingerinnes gewonnen. Im Kleingerinne konnten sowohl bodenspezifische als auch hydraulische Größen konstant gehalten bzw. gezielt variiert werden, die unter naturnahen Bedingungen sehr viel variabler und teilweise schwer kontrollierbar sind.

Es ist daher zu erwarten, dass die aus den Experimenten des Kleingerinnes abgeleiteten Beziehungen auf Feldversuchsebene nicht identisch sein werden, da weitere, komplexe Faktoren (veränderte und heterogen ausgebildete Oberflächenrauigkeit des Bodens, Bodenbedeckung, heterogene Bodeneigenschaften, zusätzlicher Energieeintrag durch Regen, etc.) die Rillenburg beeinflussen.

Mit den Versuchen am Großgerinne können die laborativen Ergebnisse des Kleingerinnes, wenn schon nicht auf Feldversuchsebene, so doch auf naturnahere Bedingungen projiziert werden. Allerdings schränken die unterschiedliche Größe und die abweichenden Versuchsbedingungen in beiden Gerinnen die Vergleichbarkeit der Ergebnisse von vornherein ein.

Das Gerinnebett war im Kleingerinne auf maximal 0,1 m Breite beschränkt. Im Großgerinne stand eine Anlagenbreite von 0,88 m zur Verfügung. Die sich darin ausbildenden Rillen konnten sich seitlich nahezu frei entwickeln, wogegen sie im Kleingerinne durch die Gerinnewandung begrenzt wurden. Verschieden war zudem die Versuchsdurchführung. Im Großgerinne wurden die Böden zusätzlich zur Überströmung in der unteren Anlagenhälfte beregnet. Die Beregnung wirkte sich auf die Rillenerosion aus. So wurde beispielsweise wiederholt beobachtet, dass sich auf den beregneten Segmenten keine Rillen ausbildeten, obwohl außerhalb davon sehr wohl Rillenerosion stattfand. Im Kleingerinne wurde nicht beregnet.

Unterschiede bestehen auch in den eingesetzten Durchflüssen beider Gerinne. Im Kleingerinne betrugen diese 0,06 bis 0,3 l*s⁻¹. Bezogen auf die Gerinnebreite ergeben sich daraus Einheitsabflüsse (Durchfluss pro Meter Gerinnebreite) von 0,0006 m³*s⁻¹*m⁻¹ (Q₁), 0,0013 m³*s⁻¹*m⁻¹ (Q₂) und 0,003 m³*s⁻¹*m⁻¹ (Q₃). Der Durchfluss verhielt sich über die Gerinnelänge (~ 2 m) nahezu konstant. Die infiltrierte Wassermenge war gegenüber dem Oberflächenabfluss vernachlässigbar. Im Großgerinne wurden Durchflüsse zwischen 0,4 und 4,5 l*s⁻¹ realisiert, woraus sich Einheitsabflüsse von 0,0005 bis 0,0051 m³*s⁻¹*m⁻¹ ergeben. Sie sind damit zunächst mit den Einheitsabflüssen des Kleingerinnes vergleichbar. Allerdings wurde selten die gesamte Breite des Großgerinnes überströmt (s. Abbildung 4.40), so dass der Einheitsabfluss

im Großgerinne insgesamt höher ist. Die tatsächlich überströmte Gerinnebreite war aufgrund der hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität messtechnisch nicht zugänglich.



Abbildung 4.40: Ungleichmäßig überströmte Gerinnebreite

Zudem stieg im Großgerinne der Durchfluss nach jedem berechneten Segment um ca. $0,1 \text{ l*s}^{-1}$ an. Die unterschiedlichen Durchflüsse in den Gerinnen und deren Wirkung auf die Rillenerosion sind daher kaum miteinander zu vergleichen.

Trotz der begrenzten Zahl an vergleichbaren Ergebnissen sollen im folgenden der Erosionsfortschritt der Rillenköpfe, die Rillenkopfanzahl und -neubildungsrate und die Sedimentkonzentration im Abfluss beider Gerinne verglichen werden.

4.4.1 Erosionsfortschritt der Rillenköpfe

Der mittlere Erosionsfortschritt der Rillenköpfe v_{Rill} beträgt im Kleingerinne bei einer Sohlneigung von 4 % und 6 % ca. $4,5 \text{ cm*min}^{-1}$ (s. Tabelle 3.14). Der mittlere Erosionsfortschritt der Rillenköpfe im Großgerinne ist bei vergleichbaren Sohlneigungen höher (Tabelle 4.3).

So wurde bei einem schluffigen Bodensubstrat und einer Sohlneigung von 4 % ein mittlerer Erosionsfortschritt von $13,80 \text{ cm*min}^{-1}$ gemessen. Allerdings handelt es sich hier um Ergebnisse aus einem einzigen Überströmungsversuch. Bei einer Sohlneigung von 6 % beträgt der mittlere Erosionsfortschritt $7,00 \text{ cm*min}^{-1}$. Diese Werte korrespondieren mit veröffentlichten Ergebnissen, in denen v_{Rill} mit bis zu 8 cm*min^{-1} (Holland und Pickup, 1976; Latray und Stein, 1997) bzw. 12 cm*min^{-1} (Bennett et al., 2000) angegeben wird. Die gemessenen Erosionsfortschritte im Großgerinne sind insgesamt ca. um den Faktor 2 größer als die des Kleingerinnes (s. Tabelle 3.14).

Auf dem sandig-lehmigen Boden steigt der Erosionsfortschritt der Rillenköpfe im Großgerinne nochmals leicht an und erreicht im Mittel ca. $14,84 \text{ cm*min}^{-1}$ (Tabelle 4.3). Dabei reicht die Spanne von $6,37$ bis 35 cm*min^{-1} . Selbst veröffentlichte Werte übersteigen 12 cm*min^{-1} (Bennett et al., 2000) nicht. Berücksichtigt man den hohen Erosionsfortschritt von Versuch 49

(35 cm*min⁻¹) nicht, so beträgt der mittlere Erosionsfortschritt des sandig-lehmigen Bodens bei 4 % Sohlneigung 8,12 cm*min⁻¹ und ist vergleichbar mit Literaturangaben (s. oben).

Tabelle 4.3: Erosionsfortschritt v_{Rill} [cm*min⁻¹] der Rillenköpfe im Großgerinne

Gefälle [%]	Versuch	Q [l*s ⁻¹]	Bodenart	MW v_{Rill} [cm*min ⁻¹]
4	28	4,50	Us/Ut2/Uls	13,80
4	47	1,66	Sl4/Ls4	6,80
4	48	1,62	Sl4/Ls4	11,19
4	49	2,71	Sl4/Ls4	35,00
4	50	2,63	Sl4/Ls4	6,37
MW Sohlneigung 4 %; Bodenart: Sl4/Ls4 (mit Versuch 49):				14,84
MW Sohlneigung 4 %; Bodenart: Sl4/Ls4 (ohne Versuch 49):				8,12
6	33	1,60	Us/Ut2/Uls	3,58
6	35	3,10	Us/Ut2/Uls	5,83
6	36	3,00	Us/Ut2/Uls	2,71
6	37	3,19	Us/Ut2/Uls	10,7
6	38	4,13	Us/Ut2/Uls	1,56
6	39	4,40	Us/Ut2/Uls	3,77
6	40	4,30	Us/Ut2/Uls	10,45
6	41	3,49	Us/Ut2/Uls	11,30
6	42	4,16	Us/Ut2/Uls	5,80
6	43	1,77	Us/Ut2/Uls	13,20
6	44	1,84	Us/Ut2/Uls	8,10
MW Sohlneigung 6 %				7,00

4.4.2 Rillenkopfanzahl und Rillenkopfneubildungsrate

Die mittlere Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} bei 4 % und 6 % Sohlneigung liegt im Großgerinne um ca. eine 10er Potenz niedriger als im Kleingerinne (Tabelle 4.4; vgl. auch Tabelle 3.13 und Tabelle 4.5).

Tabelle 4.4: Vergleich der mittleren Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} [Rill_{Anz} * m⁻¹ * min⁻¹] im Klein- und Großgerinne (Großgerinne: vgl. Tabelle 4.5; grau hinterlegt)

Gefälle [%]	Kleingerinne	MW ρ_{Rill} [Rill _{Anz} * m ⁻¹ * min ⁻¹]	Großgerinne	MW ρ_{Rill} [Rill _{Anz} * m ⁻¹ * min ⁻¹]	Quotient $\rho_{Rill \text{ Klein-gerinne}} / \rho_{Rill \text{ Großgerinne}}$
4	FG B4	0,1028	Versuch 28, 47-50	0,0083	12,39
6	FG B4	0,1533	Versuch 33-46	0,0154	9,97

Zu der Differenz tragen eine Reihe von Faktoren bei:

1. Es wurden, aufgrund der Dimension des Großgerinnes, nicht alle Rillenköpfe erfasst. Vor allem kleine Rillenköpfe können bei hohem Durchfluss und Trübung des Abflusses der Beobachtung entgangen sein. Gleiches gilt für kurzlebige Rillenköpfe. Somit könnte die Rillenkopfanzahl und die daraus abgeleitete Rillenkopfneubildungsrate höher sein als dokumentiert.
2. Die Versuchsbedingungen in beiden Gerinnen waren verschieden (s. Abschnitt 4.4) und führten so zu unterschiedlich ausgeprägter Rillenerosion.

Im Klein- als auch im Großgerinne konnte dagegen festgestellt werden, dass die Rillenkopfanzahl und Rillenkopfneubildungsrate bei steigendem Sohlgefälle zunimmt. Dieses Ergebnis wird in Veröffentlichungen u. a. von Gimenez et al. (2004) bestätigt.

Tabelle 4.5: Rillenkopfanzahl und Rillenkopfneubildungsrate im Großgerinne

Versuch	Gefälle [%]	Dauer [min]	Gerinnelänge [m]	Q [l*s ⁻¹]	Rillenkopfanzahl	ρ_{Rill}	Rill _{Anz} * m ⁻¹ * min ⁻¹
28	4	75	18	4,5	10		0,0074
47	4	61	18	1,66	15		0,0137
48	4	68	18	1,62	7		0,0057
49	4	53	18	2,7	8		0,0084
50	4	53	18	2,6	6		0,0063
MW ρ_{Rill} ; 4 %:							0,0083
33	6	76	12	1,6	10		0,0110
35	6	80	12	3,1	5		0,0052
36	6	67	12	3	6		0,0075
37	6	77	12	3,19	28		0,0303
38	6	60	12	4,13	12		0,0167
39	6	59	12	4,4	7		0,0099
40	6	66	12	4,3	16		0,0202
41	6	44	12	3,59	19		0,0360
42	6	37	12	4,16	15		0,0338
43	6	77	12	1,77	13		0,0141
44	6	60	12	1,84	5		0,0069
MW ρ_{Rill} ; 6 %:							0,0154

4.4.3 Sedimentkonzentration

Die mittlere Sedimentkonzentrationen c im Oberflächenabfluss des Großgerinnes ist insgesamt höher als im Kleingerinne. So erreicht c auf Boden FG B4 bei 2 % Sohlneigung im Abfluss des Kleingerinnes ca. 5 g*l⁻¹ (Tabelle 4.6). Im Großgerinne sind es bei ähnlichen Versuchsbedingungen (abgesehen vom Durchfluss) ca. 15 g*l⁻¹ (Tabelle 4.7). Ebenso übersteigt bei 4 % Sohlneigung die mittlere Sedimentkonzentration im Großgerinne (~ 36 g*l⁻¹) die des

Kleingerinne ($\sim 24 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$). Bei einer Sohlneigung von 6 % sind die mittleren Sedimentkonzentrationen im Kleingerinne mit ca. $37 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ etwas höher als im Großgerinne mit ca. $30 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Allerdings ist der Schwankungsbereich zwischen minimaler und maximaler Sedimentkonzentration im Großgerinne stets höher (vgl. Tabelle 4.6 und Tabelle 4.7).

Tabelle 4.6: Zusammengefasste Darstellung der mittleren Sedimentkonzentration c [$\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$] im Kleingerinne mit Angabe von Min und Max

Boden	Gefälle [%]	MW c [$\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$]	Min c [$\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$]	Max c [$\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$]
EG B4	2	5,20	0,10	10,90
	4	24,10	15,40	32,10
	6	37,40	18,70	49,00

Tabelle 4.7: Mittlere Sedimentkonzentration c [$\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$] im Großgerinne mit Angabe von Min und Max

Gefälle [%]	Bodenart	MW c [$\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$]	Min c [$\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$]	Max c [$\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$]
2	Us/Ut2/Uls	15,20	2,69	41,14
4	Us/Ut2/Uls	36,78	20,49	47,77
6	Us/Ut2/Uls	30,03	13,23	66,12
6	Sl4/Ls4	24,60	21,72	27,48
4	Sl4/Ls4	23,77	18,13	18,13

Im Kleingerinne konnte gezeigt werden, dass die Sedimentkonzentration c im Oberflächenabfluss durch die Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} beeinflusst wird (s. Abbildung 4.30; S. 90). Dabei steigt die Sedimentkonzentration mit steigender Rillenkopfneubildungsrate zunächst an, erreicht bei $\rho_{Rill} \sim 0,04 \text{ Rill}_{Anz} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{min}^{-1}$ ein Maximum und nimmt im weiteren wieder ab.

Stellt man die Beziehung $\rho_{Rill} - c$ aus dem Großgerinne dem gegenüber, so wird zunächst ersichtlich, dass c mit steigender Rillenkopfneubildungsrate abnimmt (Abbildung 4.41; gestrichelte Trendlinie). Im Kleingerinne wird ab $\rho_{Rill} \sim 0,04$ ein ähnlicher Trend beobachtet (Abbildung 4.41; punktierte Trendlinie). Die Übereinstimmung ist partiell, da aus dem Großgerinne Werte zur Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} unterhalb von $0,03 \text{ Rill}_{anz} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{min}^{-1}$ fehlen. Plausibel erscheint, dass die Sedimentkonzentration im Abfluss des Großgerinnes bei $\rho_{Rill} < 0,03$ ebenso abnimmt, da mit einer geringen Rillenkopfneubildungsrate die Rillenerosion an Einfluss verliert und dagegen die Flächenerosion an Bedeutung gewinnt. Im Prozess der Flächenerosion wird aber weniger Boden losgelöst und ausgetragen als durch Rillenerosion.

Ferner muss bei der Gegenüberstellung in Abbildung 4.41 berücksichtigt werden, dass die Daten aus dem Großgerinne mit 6 % Sohlneigung und Daten aus dem Kleingerinne mit 2 % Sohlneigung gegenübergestellt werden.

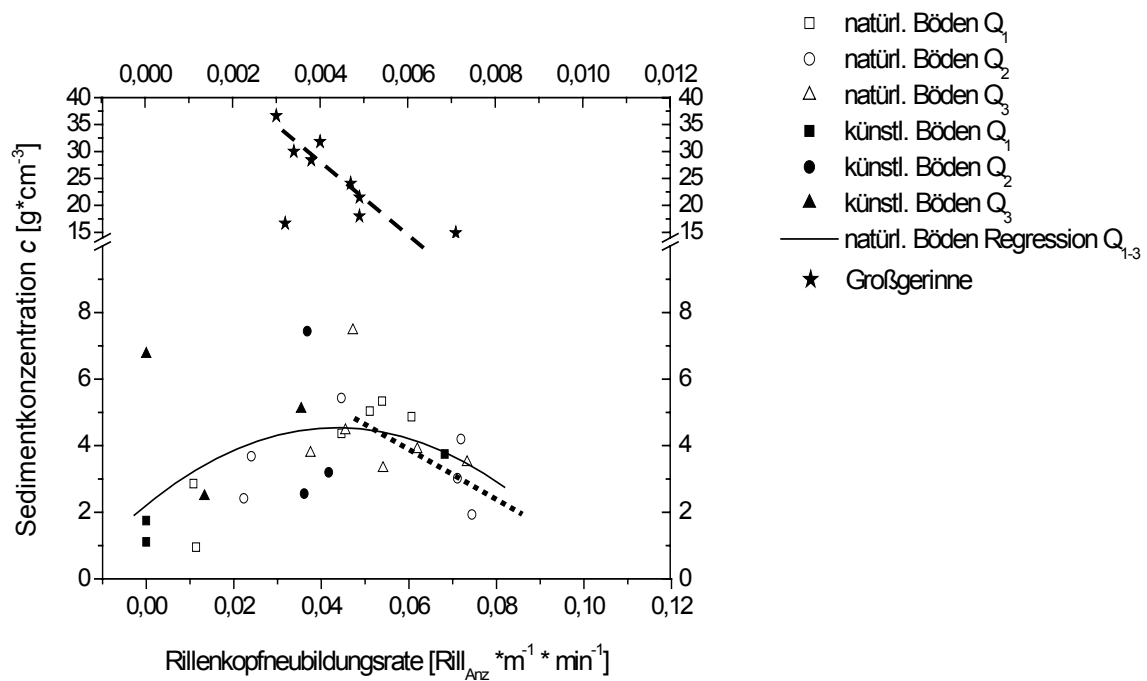


Abbildung 4.41: Gegenüberstellung der mittleren Rillenkopfneubildungsraten und Sedimentkonzentrationen des Kleingerinnes bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$ und des Großgerinnes bei einer Sohlneigung von $I_s = 6\%$; gestrichelte Linie verdeutlicht Trend $\rho_{Rill} - c$ im Großgerinne; punktierte Linie verdeutlicht Trend $\rho_{Rill} - c$ im Kleingerinne

5 Nutzen und Anwendung der Ergebnisse hinsichtlich der Ergänzung bestehender Erosionsmodelle

Im vorherigem Kapitel wurden die bodenspezifischen und hydraulischen Einflussgrößen auf die Kennwerte der Rillenerosion diskutiert. Zusammenfassend sind in Tabelle 5.1 die einzelnen Kenngrößen mit den jeweils maßgebenden Einflussgrößen in Beziehung gesetzt.

Tabelle 5.1: Beziehungen zwischen den maßgebenden Größen

	maßgebende Größen	Kennwerte der Rillenerosion				
		Rillenerosi- onsbeginn	Rillenkopf- neubil- dungsrate	Erosions- fortschritt	Bestands- dauer der Rillenköpfe	Sediment- konzentra- tion
Hydraulische Kennwerte	Fliessgeschwindigkeit	x				x
	Sohlneigung	x	x	x	x	x
	Kritische Froude-Zahl	x				
	Kritische Sohlschubspannung	x				
Bodenspez. Kennwerte	Körnung (x_0)	x				
	Lagerungsdichte	x	x	x	x	
	d90 der Aggregatgrößenverteilung	x	x		x	x
	Aggregatstabilität	x	x	x	x	x
Kennw. d. Rillenero.	Rillenkopfneubildungsrate					x
	Erosionsfortschritt				x	

Eine der grundlegendsten Erkenntnisse dieser Arbeit ist dabei in der Wirkung der Lagerungsdichte Ld auf die Neubildungsrate ρ_{Rill} und den Erosionsfortschritt v_{Rill} der Rillenköpfe zu sehen. Die Beziehungen werden beschrieben durch:

$$\text{Gleichung 4.1; S. 80} \quad \rho_{Rill} = -0,37 + 0,78 * Ld - 0,35 * Ld^2 \quad [\text{Rill}_{Anz} * \text{m}^{-1} * \text{min}^{-1}]$$

$$\text{Gleichung 4.2; S. 85} \quad v_{Rill} = 57,81 - 92,76 * Ld + 38,1 * Ld^2 \quad [\text{cm} * \text{min}^{-1}]$$

Die Sedimentkonzentration c des Oberflächenabflusses und damit der Bodenab- und -austrag steht direkt mit der Stabilität der Bodenaggregate (Gleichung 4.4) und der Lagerungsdichte (Gleichung 5.1) in Beziehung.

Gleichung 4.4; S. 93
$$c = 2,20 + 3,88 * t - 1,39 * t^2$$
 [g*l⁻¹]

Gleichung 5.1
$$c = a + b * c + b * d * Ld + b * e * Ld^2 + f * (c + d * Ld + e * Ld^2)^2$$
 [g*l⁻¹]

Die Parameter a-f in Gleichung 5.1 sind empirisch ermittelte Korrelationsfaktoren, die sich bei Durchflüssen von Q_{1-3} und einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$ ergeben zu:

a	b	c	d	e	f
-0,7	243,98	-0,37	0,78	-0,35	-2608,61

Die Funktion zur Gleichung 5.1 zeigt maximale Sedimentkonzentrationen bei $Ld = 0,9 \text{ g*cm}^{-3}$ und bei $Ld = 1,35 \text{ g*cm}^{-3}$ (Abbildung 5.1). Bei einer Lagerungsdichte von ca. $1,1 \text{ g*cm}^{-3}$ wird ein partielles Minimum der Sedimentkonzentration erreicht. Die experimentellen Daten bestätigen weitgehend den Teil des Funktionsverlaufes zwischen beiden Maxima.

Aus den experimentellen Daten leitet sich ein Anstieg der Sedimentkonzentration c hin zu lockeren bzw. dichter gelagerten Böden ab (Abbildung 5.1). Die Zunahme von c kann sich jedoch nicht unendlich fortsetzen. Vielmehr ist es plausibel anzunehmen, dass in Richtung sehr lockerer bzw. sehr dichter Lagerung ein Umkehrpunkt erreicht wird, ab welchem die Sedimentkonzentration abnimmt, wie es sich durch den Funktionsverlauf der Gleichung 5.1 in Abbildung 5.1 andeutet. Auf sehr locker gelagerten Böden infiltriert bereits ein großer Teil des Niederschlages bzw. Abflussfilmes, wodurch sich dessen Erosivität mindert. Aus dicht gelagerten Böden können dagegen nur wenige Partikel überhaupt herausgelöst werden. Beides verringert die Sedimentkonzentration im Abfluss. Ferner sind Lagerungsdichten unter 1 g*cm^{-3} , mit Ausnahme von Lockerbraunerden, charakteristisch für organische Böden, die sowieso kaum der „natürlichen“ Erosion unterliegen.

Die ansteigende Sedimentkonzentration zwischen $Ld = 1,1 \text{ g*cm}^{-3}$ und $0,9 \text{ g*cm}^{-3}$ steht zunächst im Widerspruch zur zunehmenden Infiltration auf lockeren Böden. Allerdings muss hier bedacht werden, dass derart lockere Böden zum einen durch hohen Porenraum, verbunden mit guter Aggregation und zum anderen durch eine geringe Festsubstanzdichte charakterisiert sein müssen. Aggregate mit einer Dichte von $\sim 1 \text{ g*cm}^{-3}$ werden schwimmfähig. Sie können somit auch bei geringen Oberflächenabflüssen gelöst und transportiert werden.

Vergleichbare Ergebnisse liefert Parker et al. (1995). In ihren Versuchen waren die gemessenen Sedimentkonzentrationen im Oberflächenabfluss besonders hoch im lockeren ($\sim 1.28 \text{ g*cm}^{-3}$) und dicht lagerndem Bodenzustand ($\sim 1.52 \text{ g*cm}^{-3}$). Geringe Sedimentkonzentrationen wurden bei einer mittleren Lagerungsdichte von ca. $1,36 \text{ g*cm}^{-3}$ gemessen.

Die Nullstellen selbst konnten anhand experimenteller Daten aus den Überströmungsversuchen nicht abgeleitet werden. Die Bestimmung der korrekten Position der Nullstellen, Maxima und partiellen Minima bedarf weiterer Untersuchungen.

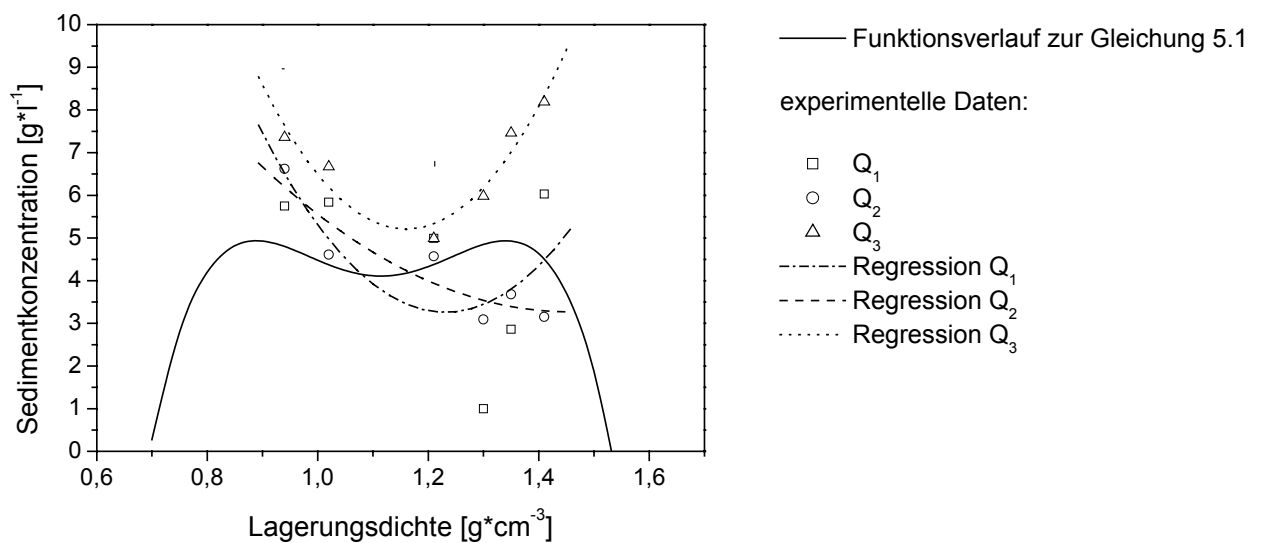


Abbildung 5.1: Funktionsverlauf der Gleichung 5.1 mit Gegenüberstellung der experimentellen Daten des Kleingerinnes bei einer Sohlneigung von $I_S = 2 \%$

Die Sedimentkonzentration c korreliert bei einer Sohlneigung von $I_S = 2 \%$ zudem direkt mit der Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} :

Gleichung 4.3; S. 90

$$c = -0,77 + 243,98 * \rho_{Rill} - 2608,61 * \rho_{Rill}^2 \quad [\text{g*l}^{-1}]$$

Sohlneigungen $> 2 \%$ erhöhen die Sedimentkonzentration insgesamt um den Faktor 5 ($I_S = 4 \%$) bzw. um den Faktor 8 ($I_S = 6 \%$).

Von besonderer Relevanz ist zudem der Beginn der Rillenerosion. Bei konstanten Strömungsbedingungen setzt Rillenerosion in Abhängigkeit der Körnung des Bodens ein. Die Körnung wird durch den Parameter x_0 charakterisiert. Aus dem Regressionsverlauf in Abbildung 4.13 (S. 71) leitet sich Gleichung 5.2 ab:

Gleichung 5.2
$$Rillenerosion_{\text{Beginn}} = a + bx + cx^2 + dx^3 \quad [\text{min}]$$

für Q_{1-3} und $I_S = 2 \%$ mit:

a	b	c	d	x
15,35	-1,35	0,05	-4,54	x_0

Der Erosionsbeginn beschleunigt sich bei einer Versteilung des Sohlbettes um den Faktor 1,3 bzw. 1,6 ($I_S = 4 \%$ und 6%).

Die aus den Überströmungsversuchen abgeleiteten Gleichungen zum Beginn der Rillenerosion (Gleichung 5.2) und zur Erosionswirkung (\rightarrow Bodenabtrag) (Gleichung 5.1) können in bestehende Modelle zur Rillenerosion (s. Kapitel 1.3.4) integriert werden. Die Quantifizierung der Rillen, d. h. Neubildungsrate und Erosionsfortschritt der Rillenköpfe werden durch die Gleichung 4.1 (S. 80) und Gleichung 4.2 (S. 85) möglich.

Zusammenfassend stehen folgende Gleichungen zur Implementierung in Erosionsmodellen, wie z. B. RillGrowth (Favis-Mortlock, 1998) und EROSION 3D (Schmidt, 1996) zur Verfügung:

Beginn der Rillenerosion:
$$Rillenerosion_{\text{Beginn}} = a + bx + cx^2 + dx^3$$

für Q_{1-3} und $I_S = 2 \%$ mit

a	b	c	d	x
15,35	-1,35	0,05	-4,54	x_0

Bodenabtrag (Sedimentkonzentration):
$$c = a + b * c + b * d * Ld + b * e * Ld^2 + f * (c + d * Ld + e * Ld^2)^2$$

für Q_{1-3} und $I_S = 2 \%$ mit

a	b	c	d	e	f
-0,7	243,98	-0,37	0,78	-0,35	-2608,61

Rillenkopfneubildungsrate:

$$\rho_{Rill} = -0,37 + 0,78 * Ld - 0,35 * Ld^2$$

Erosionsfortschritt der Rillenköpfe:

$$v_{Rill} = 57,81 - 92,76 * Ld + 38,1 * Ld^2$$

Die Gleichungen sind Ergebnis der Überströmungsversuche im Kleingerinne. Ihre Gültigkeit muss in weiterführenden Gerinneversuchen und Feldberechnungen überprüft, bestätigt bzw. korrigiert werden.

6 Zusammenfassung und Ausblick

In einer Vielzahl von Veröffentlichungen zur Rillenerosion wurde die Entstehung von Rillen auf unterschiedlichen Böden beobachtet. Die Ursachenforschung zur Rillenbildung fokussiert jedoch stets den hydraulischen Aspekt der Erosion. Entsprechend umfangreich sind die dazu publizierten hydraulischen Schwellenwerte von Froude-Zahl, Sohlschubspannung, etc.. Andererseits finden sich kaum Angaben zu bodenspezifischen Größen und deren Einfluss auf die Rillenerosion.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es daher:

- a) bodenspezifische Größen zu identifizieren, welche die Rillenerosion maßgebend beeinflussen,
- b) spezifische Größen zur Kennzeichnung der Rillenerosion zu definieren und experimentell zu erfassen sowie
- c) empirische Beziehungen zwischen bodenspezifischen Größen und den Kennwerten der Rillenerosion abzuleiten.

Die Untersuchungen dazu wurden an einem eigens dafür konstruiertem Kleingerinne der TU Bergakademie Freiberg mit verschiedenen Böden durchgeführt. Parallele Versuche an einem Großgerinne der TU Dresden wurden vergleichend herangezogen, um die Übertragbarkeit der Ergebnisse auf eine größere Skala zu prüfen. In den Gerinnen wurden sowohl Bodeneigenschaften als auch Durchfluss und Neigung gezielt variiert.

Dazu wurde Material von natürlichen Böden aus verschiedenen Regionen Sachsens in die Gerinne eingebaut und überströmt. Zusätzlich zu den natürlichen Böden kamen im Kleingerinne künstlich gemischte Substrate zum Einsatz. Ihnen fehlte, im Gegensatz zu den natürlichen Böden, jegliche Aggregierung.

Die Kornzusammensetzung der Böden und Substrate wurde mittels Regressionsanalyse aus der Körnungssummenkurve parametrisiert. Weiterhin wurden die Aggregatgrößenverteilung durch Trockensiebung sowie die Aggregatstabilität durch Ultraschallbehandlung bestimmt und daraus beschreibende Parameter abgeleitet. Von den in die Gerinne eingebauten Böden und Substraten wurde die Lagerungsdichte bestimmt. Mit einer Laserapparatur konnten Oberflächenrauigkeiten gemessen werden.

Im Ergebnis der Überströmungen im Kleingerinne zeigte sich der besondere Einfluss der **bodenspezifischen Größen**: Lagerungsdichte, Korngrößenzusammensetzung, Aggregatstabilität und Aggregatgrößenverteilung auf die Rillenerosion.

Aus der Messung der Fliesstiefe und –geschwindigkeit des Oberflächenabflusses konnten **hydraulische Größen**, wie z. B. die Froude-Zahl und Reynoldszahl Zahl sowie die Sohlschubspannung berechnet und in Beziehung zu den spezifischen Größen der Rillenerosion gesetzt werden.

Die maßgebenden **spezifischen Größen der Rillenerosion** sind: der zeitliche Beginn der Rillenerosion, die Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} , der Erosionsfortschritt v_{Rill} der Rillenköpfe, die Bestandsdauer der Rillenköpfe sowie die Sedimentkonzentration c im Abfluss.

In der Anfangsphase einer Überströmung bildete sich zunächst flächenhafter Abfluss aus. Im **Übergang von der Flächenerosion zur Rillenerosion** wurde die Bodenoberfläche im Kleingerinne in der Art umgeformt, dass:

- * sich zunächst präferentielle Fliessbahnen und Mikrorillen ausbildeten und
- * im Weiteren aus den losgelösten, jedoch unvollständig abtransportierten Partikeln Rippel entstanden.

Über den Rippeln bildeten sich stehende Wellen, unter denen Sohlschubspannungsspitzen auftraten, welche letztendlich die Entstehung von Rillenköpfen (Eintiefungen im Gerinnebett) ermöglichten. Die Rillenköpfe wanderten entgegen der Sohlneigung und hinterließen Rillen, in denen sich der Abfluss konzentrierte. In den Rillen konnten dann, aufgrund der auch hier partiell stattfindenden selektiven Transportvorgänge, weitere Rillenköpfe entstehen. Aus der Anzahl der sich bildenden Rillenköpfe pro Meter und Minute leitet sich die Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} ab. Die Geschwindigkeit mit der die Rillenköpfe sohlaufwärts erodieren, ist der Erosionsfortschritt v_{Rill} .

Eine rasche Rillenbildung (**Beginn der Rillenerosion**) zeigten Böden, auf denen der Abfluss eine hohe *Sohlschubspannung* auf die Bodenoberfläche ausübt und die über ein breites Korngrößenspektrum verfügen. Sowohl enge *Korngrößenverteilungen* als auch sehr kleine, labile und sehr große, stabile Aggregate (*Aggregatstabilität, d_{90} der Aggregatgrößenverteilung*) verzögern den Beginn der Rillenerosion. Auf sehr gut sortierten, aggregatfreien Substraten tritt Rillenerosion nicht auf. Ferner verzögert sich der Beginn der Rillenerosion sowohl bei besonders lockerer als auch bei sehr dichter *Lagerung*. Zwischen beiden Lagerungsverhältnis-

sen setzt Rillenerosion rasch ein. Hohe *Fliessgeschwindigkeiten* beschleunigen zudem den Beginn der Rillenerosion.

Die Rate, mit der Rillenköpfe (ρ_{Rill}) gebildet werden (**Rillenkopfneubildungsrate**), ist eine Funktion der *Lagerungsdichte*. Sowohl lockere als auch dichte Lagerungsverhältnisse minderten ρ_{Rill} . Das Maximum der Rillenkopfneubildungsrate wurde bei einer Lagerungsdichte von $1,12 \text{ g*cm}^{-3}$ erreicht. Analog zum Einfluss der Lagerungsdichte auf ρ_{Rill} wird die Rillenkopfneubildungsrate sowohl bei kleinen, labilen und sehr großen, stabilen Aggregaten (*Aggregatstabilität, d_{90} der Aggregatgrößenverteilung*) gemindert. Dazwischen ist die Rillenkopfneubildungsrate hoch.

Ebenso ist der **Erosionsfortschritt** v_{Rill} der Rillenköpfe eine Funktion der *Lagerungsdichte*. Sowohl lockere als auch dichte Lagerungsverhältnisse beschleunigten v_{Rill} . Die geringsten Erosionsfortschritte wurden bei einer Lagerungsdichte von $1,23 \text{ g*cm}^{-3}$ gemessen. Ferner wirken sich kleine als auch große Aggregate (*d_{90} der Aggregatgrößenverteilung*) verzögernd auf den Erosionsfortschritt aus.

Die **Bestandsdauer** der Rillenköpfe wird durch die *Lagerungsdichte* und den *d_{90} der Aggregatgrößenverteilung* bestimmt. Dabei haben Rillenköpfe um so länger Bestand, je dichter der Boden gelagert ist. Sowohl kleine als auch große Aggregate erhöhen die Bestandsdauer. Die Rillenköpfe bleiben um so länger erhalten, je geringer der Erosionsfortschritt ist.

Die Rillenkopfneubildungsrate bestimmt im Erosionsprozess die **Sedimentkonzentration** im Oberflächenabfluss. Bei niedrigen *Rillenkopfneubildungsraten* werden dem Oberflächenabfluss nur geringe Sedimentmengen zugeführt. Die Sedimentkonzentration, welche sich dabei aus Rillen- und Flächenerosion zusammensetzt bleibt gering. Mit zunehmender Anzahl an Rillenköpfen nimmt die Sedimentkonzentration zu, das Maximum wurde bei $\rho_{Rill} = 0,045 \text{ Rill}_{Anz} * \text{m}^{-1} * \text{min}^{-1}$ gemessen. Bei weiter steigender Rillenkopfneubildungsrate geht die Sedimentkonzentration im Oberflächenabfluss wieder zurück. Die Sedimentkonzentration wird sowohl durch geringe als auch durch hohe *Aggregatstabilitäten* bzw. durch einen kleinen bzw. großen *d_{90} Wert der Aggregatgrößenverteilung* gemindert. Besonderen Einfluss auf die Sedimentkonzentration nimmt die *Fliessgeschwindigkeit* des Abflusses, wobei die Sedimentkonzentrationen exponentiell mit der Fliessgeschwindigkeit zunehmen.

Zwischen Infiltrationsrate und der Rillenerosion konnte in dieser Arbeit kein eindeutiger Zusammenhang hergestellt werden. Zwar konnten auf Böden, auf denen die Rillenköpfe schnell

erodierten, d. h. einen hohen Erosionsfortschritt aufwiesen, auch hohe Infiltrationsraten gemessen werden, jedoch waren diese Böden auch gleichzeitig locker gelagert, so dass hier eher ein Zusammenhang zwischen Lagerungsdichte und Infiltration hergestellt werden muss. **Verschlämmung** der Bodenoberfläche und nachfolgendes Aufbrechen der verschlammten Schicht durch Rillenbildung konnten zwar vielfach beobachtet werden, deren Auswirkungen waren aber in den Infiltrationsmessungen nicht zu fassen.

Zur Festlegung bodenspezifischer Grenzwerte, innerhalb derer Rillenerosion möglich ist, reicht das Spektrum an Überströmungsversuchen nicht aus. Vorbehaltlich weiterer Untersuchungen kann jedoch festgestellt werden, dass

- * sowohl dichte Lagerung, niedrige und hohe Aggregatstabilitäten sowie niedrige und hohe d_{90} Werte der Aggregatgrößenverteilung den Beginn der Rillenerosion einschränken.
- * sowohl besonders lockere als auch dichte Lagerung (L_d) die Rillenkopfneubildungsrate und somit die Rillenerosion einschränkt. Eine Extrapolation der Lagerungsdichte, bei der Rillenerosion nicht mehr möglich ist, liefert theoretische Werte von $L_d < 0,7 \text{ g*cm}^{-3}$ und $L_d > 1,55 \text{ g*cm}^{-3}$, wobei Lagerungsdichten von kleiner $0,7 \text{ g*cm}^{-3}$ für mineralische Böden nicht erreichbar sind.
- * der Erosionsfortschritt v_{Rill} der Rillenköpfe bei niedriger bzw. hoher Lagerungsdichte beschleunigt wird. Der minimale Erosionsfortschritt wurde bei $L_d = 1,23 \text{ g*cm}^{-3}$ gemessen.
- * die Bestandsdauer der Rillenköpfe um so länger ist, je geringer der Erosionsfortschritt ist.
- * die Sedimentkonzentration im Oberflächenabfluss bei niedriger bzw. hoher Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} auf ein Minimum zurückgeht. Der verbleibende Betrag der Sedimentkonzentration kennzeichnet Flächenerosion.
- * die Sedimentkonzentration im Oberflächenabfluss sowohl bei geringer Aggregatstabilität und –größe als auch bei hoher Aggregatstabilität und –größe abnimmt. Dazwischen treten hohe Sedimentkonzentrationen im Abfluss auf.

Die in dieser Arbeit aufgestellten, empirischen Beziehungen zwischen den bodenspezifischen und den erosionsspezifischen Größen sind **nicht-linearer** und **nicht-stetiger** Natur. Die Be-

ziehungen sind aufgrund dessen nur schwer zugänglich und wurden in dieser Art noch nicht publiziert. Den Beziehungen liegt kein physikalisch begründeter Ansatz zugrunde. Der teils geringe Korrelationskoeffizient und das Verfehlen der statistischen Signifikanz ist dem, trotz 146 Versuche im Kleingerinne, geringen Datenumfang geschuldet. Die Beziehungen sind eine erste Annäherung an die Prozessbeschreibung.

Bei der Projektion der Ergebnisse aus dem Kleingerinne auf das naturnahere Großgerinne treten einerseits Unterschiede zutage, andererseits zeichnen sich aber auch vergleichbare Abhängigkeiten ab. Unterschiedlich ist vor allem die Anzahl an Rillenköpfen bzw. die Rillenkopfneubildungsrate. Der Erosionsfortschritt der Rillenköpfe ist im Großgerinne ca. doppelt so hoch wie im Kleingerinne bei gleicher Sohlneigung und gleichem Boden. Partiiell wurden im Großgerinne sehr hohe Erosionsfortschritte beobachtet, die so im Kleingerinne nicht beobachtet werden konnten und auch bisher nicht veröffentlicht wurden.

Die gemessenen Sedimentkonzentrationen c im Oberflächenabfluss bei 2 % und 4 % Sohlneigungen sind im Großgerinne um das 3fache bzw. 1,5fache höher als im Kleingerinne. Bei einer Sohlneigung von 6 % sind die mittleren Sedimentkonzentrationen im Kleingerinne mit (ca. $37 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$) höher als im Großgerinne (ca. $30 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$). Der Schwankungsbereich zwischen gemessener minimaler und gemessener maximaler Sedimentkonzentration ist im Großgerinne dagegen stets höher.

In der Beziehung zwischen der Rillenkopfneubildungsrate ρ_{Rill} und der Sedimentkonzentration c zeigen beide Gerinne Parallelen. So sinken die Sedimentkonzentrationen sowohl im Kleingerinne als auch im Großgerinne bei einer Rillenkopfneubildungsrate $\rho_{Rill} > 0,03 \text{ Rill}_{anz} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{min}^{-1}$. Im Kleingerinne steigt die Sedimentkonzentration bis zu diesem Wert kontinuierlich an. Im Großgerinne fehlen dagegen Daten für $\rho_{Rill} < 0,03 \text{ Rill}_{anz} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{min}^{-1}$, so dass für diesem Bereich eine Beziehung zwischen ρ_{Rill} und c nicht hergestellt werden kann.

Mathematische Erosionsmodelle können Rillenerosion entweder nicht abbilden oder aber berücksichtigen bodenspezifische Größen nur unzureichend. Mit den aus den Überströmungsversuchen abgeleiteten empirischen Funktionen ist es möglich bestehende Erosionsmodelle zu erweitern und die Abbildung des Phänomens „Rillenerosion“ zu verbessern.

7 Referenzen

- Abrahams, A.D., Li, G., Parsons, A.J., 1996. Rill hydraulics on a semiarid hillslope, southern Arizona. *Earth surface processes and landforms* 21, S. 35-47.
- Abrahams, A.D., Parsons, A.J., 1990. Determining the mean depth of overland flow in field studies of flow hydraulics. *Water Resources Research* 26, S. 501-503.
- Abrahams, A.D., Parsons, A.J., Luk, S.H., 1986. Field measurements of the velocity of overland flow using dye tracing. *Earth surface processes and landforms* 11, S. 653-657.
- Agassi, M., Shainberg, I., Morin, J., 1981. Effect of electrolyte concentration and soil sodicity on infiltration rate and crust formation. *Soil Science Society of America Journal* 45, S. 848-851.
- Agassi, M., Shainberg, I., Morin, J., 1981. Effect of electrolyte concentration and soil sodicity on infiltration rate and crust formation. *Soil Science Society of America Journal* 45, S. 848-851.
- Alberts, E.E., Moldenhauer, W.C., Foster, G.R., 1980. Soil Aggregates and primary particles transported in rill and interrill flow. *Soil Science Society of America Journal* 44, S. 590-595.
- Arbeitsgruppe Boden, 2004. KA5. Hannover.
- Bachmann, J., Ellies, A., Hartge, K.H., 2000. Development and application of a new sessile drop contact angle method to assess soil water repellency. *Journal of Hydrology* 231-232, pp. 66-75.
- Ben-Hur, M., Agassi, M., Keren, R., Zhang, J., 1998. Compaction, Aging, and raindrop-impact effects on hydraulic properties of saline and sodic vertisols. *Soil Science Society of America Journal* 62, S. 1377-1383.
- Bennett, S. J., Alonso, C. V., Prasad, S. N., Roemkens, M. J. M., 2000. Experiments on head-cut growth and migration in concentrated flows typical of upland areas. *Water Resources Research* 36, S. 1911-1922.
- Betzalel, I., Morin, J., Benyamini, Y., Agassi, M., Shainberg, I., 1995. Water drop energy and soil seal properties. *Soil Science* 159:1, S. 13-22.

- Bollrich, G., 1996. Technische Hydromechanik – Band I, Grundlagen. Verlag für Bauwesen Berlin, 4. Auflage.
- Boon, W. und Savat, I., 1981. A nomogram for the prediction of rill erosion. In: Morgan, I.R.P.C.(Hrsg.) Soil Conservation: Problems and Prospects, Wiley, Chichester, S. 303-320.
- Bork, H.-R., 2006. Landschaften der Erde unter dem Einfluss des Menschen. Primus Verlag.
- Bosch, D.D., Onstad, C.A. 1988. Surface seal hydraulic conductivity as affected by rainfall. Transactions of the ASAE 31, S. 1120-1127.
- Brown, L.C., 1988. Effects of incorporated residue on rill erosion. Ph.D. thesis, Purdue University.
- Bryan, R.B., 1987. Processes and significance of rill development. Catena supplement 8, S. 1-15.
- Bryan, R.B., 1990. Knickpoint evolution in rill wash. Catena 17, S. 111-132.
- Bryan, R.B., Hawke, R.M., Rockwell, D.L., 1998. The influence of subsurface moisture on rill system evolution. Earth surface processes and landforms 23, S. 773-789.
- Bryan, R.B., Poesen, J., 1989. Laboratory experiments on the influence of slope length on runoff, percolation and rill development. Earth surface processes and landforms 14, S. 211-231.
- Cai Q.C, Luk S.H, Chen H., Chen Y.Z. 1985. Effect of surface crusting on water erosion: laboratory experiments on loess soils, China. In: Assessment of Soil Surface Sealing and Crusting; Proceedings of the Symposium held in Ghent, Belgium, 1985.
- Cochrane, T.A. und Flanagan, D.C., 1996. Detachment in a simulated rill. Transactions of the ASAE 40, S. 111-119.
- Crouch, R.J. und Novruzi, T., 1989. Threshold conditions for rill initiation on a vertisol, Gunnedah, N.S.W., Australia. Catena, 16, S. 101-110.
- Cruse, R.M., Larson, W.E., 1977. Effect of soil shear strength on soil detachment due to rain-drop impact. Soil Science Society of America Journal 41, S. 777-781.
- Darboux F., Davy Ph., Gascuel-Odoux C., Huang C., 2001. Evolution of soil surface roughness and flowpath connectivity in overland flow experiments. Catena, 46, S. 125-139.

- De Ploey, J., 1983. Runoff and rill generation on sandy and loamy top soils, *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., Suppl. Bd. 46, 15-23.
- De Ploey, J., 1989. A model for headcut retreat in rills and gullies. *Catena supplement* 14, S. 15-23.
- Doerr, S.H., Shakesby, R.A., Walsh, R.P.D., 2000. Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Journal of Hydrology* 231-232, S. 33-65.
- Dunne, T. und Aubry, B.F., 1986. Evaluation of Horton's theory of sheetwash and rill erosion on the basis of field experiments, In: Abrahams, A.D. (Hrsg.) *Hillslope Processes*, Arnold, New York, 31-53.
- Elliot, W.J., Laflen, J.M., 1993. A process-based rill erosion model. *Transactions of the ASAE* 36/1, S. 65-72.
- Favis-Mortlock, D.T., 1998. A self-organising dynamic systems approach to the simulation of rill initiation and development on hillslopes. *Computer and Geosciences* 24/4, S. 353-372.
- Foster, G.R., Huggins, L.F., und Meyer, L.D., 1984a. A laboratory study of rill hydraulics: I. Velocity relationships, *Trans. ASAE*, 27/3, S. 790 –796.
- Foster, G.R., Huggins, L.F., und Meyer, L.D., 1984b. A laboratory study of rill hydraulics: II. Shear stress relationships, *Trans. ASAE*, 27/3, S. 797-804.
- Franco, C.M.M., Clarke, P.C., Tate, M.E., Oades, J.M., 2000. Hydrophobic properties and chemical characterisation of natural water repellent materials in Australian sands. *Journal of Hydrology* 231-232, pp. 47-58.
- Franti, T.G., Laflen, J.M., Watson, D.A., 1985. Soil erodibility and critical shear under concentrated flow. *ASAE Paper* 85-2033.
- Gal, M., Arcan, L., Shainberg, I., Keren, R., 1984. The effect of exchangeable Na and phosphogypsum on the structure of soil crusts – SEM observations. *Soil Science Society of America Journal* 48, S. 872-878.
- Garbrecht, G., 1961. *Abflussberechnung für Flüsse und Kanäle*. *Wasserwirtschaft* Nr. 2.
- Gatto, L.W., 2000. Soil freeze–thaw-induced changes to a simulated rill: potential impacts on soil erosion. *Geomorphology* 32, S. 147-160.

- Geeves, G.W., 1997. Aggregate breakdown and soil surface sealing under rainfall. Ph.D. Thesis, Australien National University, Centre for Resource and Environmental Studies.
- Gerits, J., Imeson, A.C., Verstraten, J.M. und Bryan, R.B., 1987. Rill development and badland regolith properties. In: Bryan, R.B. (Hrsg.), Rill Erosion, CATENA Supplement 8, S. 141-160.
- Gerlinger, K., 1997. Erosionsprozesse auf Lössböden: Experimente und Modellierung. Doktorarbeit, Fakultät für Bauingenieur- und Vermessungswesen, Universität Karlsruhe.
- Gilley J.E., Kottwitz, E.R., Simanton, J.R., 1990. Hydraulic characteristics of rills. Transactions of the ASAE 33/6, S. 1900-1906.
- Gilley, J.E., Elliot, W.J., Laflen, J.M., Simanton, S.R., 1993. Critical shear stress and critical flow rates for initiation of rilling. Journal of Hydrology 142, S. 251–271.
- Giménez, R., Govers, G., 2001. Interaction between bed roughness and flow hydraulics in eroding rills. Water Resources Research 37, S. 791-799.
- Gimenez, R., Planchon, O., Silvera, N., Govers, G., 2004. Longitudinal velocity patterns and bed morphology interaction in a rill. Earth surface processes and landforms 29, S. 105-114.
- Govers, G., 1985. Selectivity and transport capacity of thin flows in relation to rill erosion. Catena 12, S. 35-49.
- Govers, G., 1987. Spatial and temporal variability in rill development processes at the Huldemberg experimetnal site. Catena supplement 8, S. 17-34.
- Govers, G., 1992. Relationship between discharge, velocity and flow area for rills eroding loose, nonlayered materials. Earth surface processes and landforms 17, S. 515-528.
- Govers, G., Everaert, W., Poesen, J., Rauws, G., de Ploey, J. und Lautridou, J.P., 1990. A long flume study of the dynamic factors affecting the resistance of a loamy soil to concentrated flow erosion, Earth Surface Processes, 15, S. 313-323.
- Govers, G., Giménez, R. Van Oost, K., 2007. Rill erosion: Exploring the relationship between experiments, modelling and field observations. Earth-Science Reviews 84, S. 87–102.
- Govers, G., Loch, J.R., 1993. Effects of initial water content and soil mechanical strength on the runoff erosion resistance of clay soils. Australien Journal of soil research 31, S. 549-566.

- Hairsin, P.B., Rose, C.W., 1992a. Modelling water erosion due to overland flow using physical principles. II. Rill Flow. *Water Resources Research* 28/1, S. 245-250.
- Hairsin, P.B., Rose, C.W., 1992b. Modelling water erosion due to overland flow using physical principles. I. Uniform Flow. *Water Resources Research* 28/1, S. 237-243.
- Helming, K., Prasad, S.N., Römken, M.J.M., 1998. Surface roughness related processes of runoff and soil loss: A flume study, *Soil Science Society America Journal*, 62, 1, 243-250.
- Hinton, L.D., 1986. Compaction of triangular and parabolic irrigation furrows. MS thesis, Univ. of Wyoming, Laramie, Wyoming.
- Holland, W.N., Pickup, G., 1976. Flume study of knickpoint development in stratified sediment. *Geological Society of America Bulletin* 87, S. 76-82.
- Horne, D.J., McIntosh, J.C., 2000. Hydrophobic compounds in sands in New Zealand-extraction, characterisation and proposed mechanisms for repellency expression. *Journal of Hydrology* 231-232, pp. 35-46.
- Horton, R.E., Leach, H.R., Van Vliet, R., 1934. Laminar sheet flow. *Transaction of the American Geophysical Union* 2, S. 393-404.
- Huang, C., 1998. Quantification of soil microtopography and surface roughness. In: Baveye, P.; Parlange, J.Y.; Steward, B.A. (eds), *Fractals in Soil Science, Advances in Soil Science*.
- Huang, C., Gascuel-Oudoux, C., Cros-Cayot, S., 2001. Hillslope topographic and hydrologic effects on overland flow and erosion. *Catena* 46, S. 177-188.
- Hübner, Ch., 1999. Entwicklung hochfrequenter Messverfahren zur Boden- und Schneefeuchtebestimmung. Forschungszentrum Karlsruhe, Wissenschaftliche Berichte FZKA 6329.
- Jester, W., Klik, A., 2005. Soil surface roughness measurement—methods, applicability, and surface representation. *Catena* 64, S. 174-192.
- Kirckby, M., 2001. Modelling the interactions between soil surface properties and water erosion. *Catena* 59, S. 69–78.
- Knapen, A., Poesen, J., Govers, G., Gyssels, G., Nachtergaele, J., 2007. Resistance of soils to concentrated flow erosion: A review. *Earth-Science Reviews* 80, S. 75–109.

- Latray, D.A., Stein, O.R., 1997. Headcut advance in stratified soils. Environmental and coastal hydraulics: Protecting the aquatic habitat; In: American Society of Civil Engineering. S. 1245-1249.
- Lehrsch, G.A., Whisler, F.D., Römken, M.J.M., 1987. Soil surface roughness as influenced by selected soil physical properties. Soil & Tillage Research 10, S. 197-212.
- Line, D.E., Meyer, L.D., 1988. Flow velocities of concentrated runoff along cropland furrows. Transactions of the ASAE 31, S. 1435-1439.
- Line, D.E., Meyer, L.D., 1989. Evaluating interrill and rill erodibilities for soils of different textures. Transactions of the ASAE 32/6, S. 1995-1999.
- Liu, Q., Li, C., Li, J., 2001. Influences of slope gradient on soil erosion. Applied Mathematics and mechanics 22/5, S. 510-519.
- Loch, R.J. and Donnollan, T.E., 1983. Field rainfall simulator studies on two clay soils of the Darling downs, Queensland: I. The effect of plot size and tillage orientation on erosion processes and runoff and erosion rates. Australian Journal of Soil research, 21, S. 33-46.
- Loch, R.J. and Thomas, E.C., 1987. Resistance to rill erosion: observations on the efficiency of rill erosion on a tilled clay soil under simulated rain and run-on water. Catena supplement 8, S. 71-83.
- Loch, R.J., 1979. The measurement and description of rill erosion. Proceedings of the Canberra Symposium, December 1979. IAHS-AISH Publication No. 128.
- Luk, S.H., Hamilton, H., 1986. Experimental effects of antecedent moisture and soil strength on rainwash erosion of two Luvisols, Ontario. Geoderma 37, S. 29-43.
- Lyles, L., Disrud, L.A., Woodruff, N.P., 1969. Effects of soil physical conditions, rainfall characteristics and wind velocity on clod disintegration of simulated rainfall. Soil Science Society of America Proceedings 33, S. 302-306.
- McIntyre, D.S., 1958. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. Soil Science 85, S. 185-189.
- Merritt, E., 1984. The identification of four stages during microrill development, Earth Surface Processes and Landforms, 9, S. 493-496.

- Merten, G.H., Nearing, M.A., Borges, A.L.O., 2001. Effect of sediment load on soil detachment and deposition in rills. *Soil Science Society of America Journal*, 65, S. 861-868.
- Merz, W. and Bryan, R.B., 1993. Critical conditions for rill initiation on sandy loam Brunisols: laboratory and field experiments in southern Ontario, Canada. *Geoderma* 57/4, S. 357-385.
- Meyer, L.D., Foster, G.R., Nikolov, S., 1975. Effect of flow rate and canopy on rill erosion. *Transactions of the ASAE*, S. 905-911.
- Moss, A.J., Green, P., Hutka, J., 1982. Small channels: Their experimental formation, nature, and significance. *Earth surface Processes and landforms* 7, S. 401-415.
- Moss, A.J., Walker, P.H., Hutka, J., 1979. Rainfall simulated transportation in shallow water flows: an experimental study. *Sedimentary geology* 22, S. 165-184.
- Mualem, Y., Assouline, S., Rohdenburg, H. 1990. Rainfall induced soil seal – a critical review of observations and models. *Catena* 17, S. 185-203.
- Nearing, M.A., Norton, L.D., Bulgakov, D.A., Larionov, G.A., West, L.T. and Dontsova, K.M., 1997. Hydraulics and erosion in eroding rills, *Water Resources Research* 33, S. 865-876.
- Parker, D.B., Michel, T.G., Smith, J.L., 1995. Compaction and water velocity effects on soil erosion in shallow flow. *Journal of irrigation and drainage engineering* 121, S. 170-178.
- Parker, R.S., 1977. Experimental study of basin evolution and its hydrologic implications. Ph.D. dissertation, Colorado State University, Ft. Collins.
- Parson, A.J., 1987. The role of slope and sediment characteristics in the initiation and development of rills. *Processus et Mesure de l' Erosion*, S. 211-220.
- Poesen, J., 1984. Surface sealing as influenced by slope angle and position of simulated stones in the top layer of loose sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 11, S. 1-10.
- Poesen, J., Savat, J. , 1981. Detachment and transport of loose sediments by raindrop splash – Part II Detachability and transportability measurements. *Catena* 8, S. 19-41.

- Rapp, I., 1998. Effects of soil properties and experimental conditions on the rill erodibilities of selected soils. Ph. D. Thesis, Faculty of Biological and Agricultural Sciences, University of Pretoria, South Africa.
- Rauws, G., 1987. The initiation of rills on plane beds of non-cohesive sediments. *Catena Supplement* 8, S. 107-118.
- Rauws, G., Auzet, A.V., 1989. Laboratory experiments on the effect of simulated tractor wheelings on linear soil erosion. *Soil and tillage research* 13, S. 75-81.
- Rauws, G., Govers, G., 1988. Hydraulic and soil mechanical aspects of rill generation on agricultural soils. *Journal of Soil Science* 39, S. 111-124.
- Rhodon, F.E., Shipitalo, M.J., Lindbo, D.L., 2002. Runoff and soil loss from midwestern and southeastern US silt loam soils affected by tillage practice and soil organic matter content. *Soil and Tillage Research* 66, S. 1-11.
- Romero, C.C., Stroosnijder, L., Baigorria, G.A., 2007. Interrill and rill erodibility in the northern Andean Highlands. *Catena* 70, S. 105-113.
- Römkens, M.J.M., Helming, K., Prasad, S.N., 2001. Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. *Catena* 46, S. 103-123.
- Ruth, B., 1999. A capacitance Sensor with planar sensitivity for monitoring soil water content. *Soil Science Society of America Journal* 63, S. 48-54.
- Savat, J., 1976. Discharge, velocities and total erosion of a calcereous loess: a comparison between pluvial and terminal runoff. *Revue de Géomorphologie Dynamique* 24, S. 113-122.
- Savat, J., 1979. Laboratory experiments on erosion and deposition of loess by laminar sheet-flow and turbulent rill flow. *Proceedings of the seminar on agricultural soil erosion in temperate non-mediterranean climates, Strasbourg-Colmar*. S. 139-143.
- Savat, J., DePloey, J., 1982. Sheetwash and rill development by surface flow. In: Bryan, R.B. and Yair, A. (Hrsg.), *Badland Geomorphology and piping*; GeoBooks, S. 113-126.
- Schmidt, J., 1996. Entwicklung und Anwendung eines physikalisch begründeten Simulationsmodells für die Erosion geneigter landwirtschaftlicher Nutzflächen. *Berliner Geographische Abhandlungen*, Heft 61.

- Schmidt, J., 2000. Oberflächenabfluss und Erosion - Möglichkeiten und Grenzen der mathematischen Prozessbeschreibung. Zeitschrift f. Geomorphologie N.F., Suppl-Bd. 123, S. 1-12.
- Shainberg, I., Levy, G.J., Levin, J. Goldstein, D., 1997. Aggregate size and seal properties. Soil Science 162:7, S. 70-478.
- Shainberg, I., Warrington, D., Laflen, J.M., 1992. Soil dispersibility rain properties and slope interaction in rill formation and erosion. Soil Science Society of America Journal, 56, S. 278-283.
- Sharma, P.P., Gantzer, C.J., Blake, G.R., 1981. Hydraulic gradient across simulated rain-formed soil surface seals. Soil Science Society of America Journal 45, S. 1031-1034.
- Singer, M.J. und Shainberg, J., 2004. Mineral surface crusts and wind and water erosion. Earth surface processes and landforms 29, S. 1065-1075.
- Slattery, M.C., Bryan, R.B., 1992. Hydraulic conditions for rill incision under simulated rainfall: a laboratory experiment. Earth surface processes and landforms 17, S. 127-146.
- Suhr, J.L., Jarrett, A.R., Hoover, J.R., 1984. The effect of soil air entrapment on erosion. Transactions of the ASAE 27, S. 93-98.
- Tackmann, R., 2009. Erosion2008 - Ein numerisches Modell auf der Grundlage zellulärer Automaten zur Prognose des Bodenaustrages von kohäsiven Böden unter Berücksichtigung der Rillenerosion. Dissertation, TU Dresden.
- Takken, I., Govers, G., 2000. Hydraulics of interrill overland flow on rough, bare soil surface. Earth Surface Processes and Landforms 25, S. 1387-1402.
- Takken, L., Govers, G., Cieciolka, C.A.A., Silburn, D.M., Loch, R.J., 1998. Factors influencing the velocity-discharge relationship in rills. IAHS Publication Nr. 249, S. 63-69.
- Torri, D., Sfalanga, M., Chisci, G., 1987. Threshold conditions for incipient rilling. Catena supplement 8, S. 97-105.
- Verreydt, W., 1981. Experimenteel onderzoek op een lemige boden: runoff kenmerken, transportcapaciteit en competentie. MSc. Thesis, Faculty of Sciences, K.U. Leuven.
- Volkman, P., Vorndran, E. P., 1999: Elektrisches Feld und Kondensator. Aufgaben Elektrotechnik + Elektronik. Bd 2. VDE-Verl., Berlin.

- Wakindiki, I.I.C., Ben-Hur, M., 2002. Soil mineralogy and texture effects on crust micromorphology, infiltration and erosion. *Soil Science Society of America Journal* 66, S. 897-905.
- Young, R.A., Onstad C.A. 1986. The effect of erosive forces on surface seal formation. In: *Assessment of Soil Surface Sealing and Crusting; Proceedings of the Symposium held in Ghent, Belgium, 1985.*
- Zanke, U., 1982. *Grundlagen der Sedimentbewegung.* Springer- Verlag.
- Zhang, B., Zhao, Q.G., Horn, R., Baumgartl, T., 2001. Shear strength of surface soil as affected by soil bulk density and soil water content. *Soil and Tillage Research* 59, S. 97-106.
- Zhang, G., Liu, B., Liu, G., He, X., Nearing, M.A., 2003. Detachment of undisturbed soil by shallow flow. *Soil Science Society of America Journal* 67, S. 713-719.
- Zhang, G.S., Chan, K.Y., Oates, A., Heenan, D.P., Huang, G.B., 2007. Relationship between soil structure and runoff/soil loss after 24 years of conservation tillage. *Soil & Tillage Research* 92, S. 122–128.
- Zimmermann, C., 2005. Einfluss von Verschlammung und Erosion auf die Infiltration in lösbürtigen Böden, Diplomarbeit, Bereich Boden- und Gewässerschutz, TU Bergakademie Freiberg.

8 Anhang

Zur Verdeutlichung sind statistisch signifikante Zusammenhänge in Tabelle 8.1 bis Tabelle 8.15 grau unterlegt. Das Signifikanzniveau wurde dabei mit $p < 0,1$ gewählt.

Tabelle 8.1: Statistische Parameter aus der Korrelation vom d90 der Aggregatgrößenverteilung der natürlichen Böden sowie vom d90 der Primärkörnung der künstlichen Substrate mit der mittleren, initialen Fliesstiefe bei $I_s = 2 \%$

Q	Q ₁	Q ₂	Q ₃
R	0,82	0,86	0,86
R ²	0,67	0,74	0,74
SD	0,20	0,30	0,44
n	8	8	8
p	0,012	0,005	0,006

Tabelle 8.2: Statistische Parameter aus der Korrelation vom d90 der Aggregatgrößenverteilung der natürlichen Böden sowie vom d90 der Primärkörnung der künstlichen Substrate und der mittleren, initialen Fließgeschwindigkeit bei $I_s = 2 \%$

Q	Q ₁	Q ₂	Q ₃
R	-0,85	-0,88	-0,81
R ²	0,72	0,77	0,66
SD	0,01	0,02	0,02
n	9	9	9
p	0,0035	0,0016	0,0084

Tabelle 8.3: Statistische Parameter aus der Korrelation von mittlerer Lagerungsdichte und mittlerer Fliesstiefe bei $I_s = 2 \%$

Q	Q ₁	Q ₂	Q ₃
R	-0,84	-0,80	-0,69
R ²	0,70	0,64	0,48
SD	0,20	0,45	0,67
n	8	8	8
p	0,009	0,017	0,056

Tabelle 8.4: Statistische Parameter aus der Korrelation von mittlerer Lagerungsdichte und mittlerer Fließgeschwindigkeit bei $I_s = 2 \%$

Q	Q ₁	Q ₂	Q ₃
R	0,55	0,65	0,40
R ²	0,30	0,42	0,16
SD	0,03	0,03	0,03
n	8	8	8
p	0,16	0,079	0,32

Tabelle 8.5: Statistische Parameter aus der Korrelation der mittleren Sohlschubspannung mit dem mittleren Beginn der Rillenerosion auf den natürlichen Böden sowie auf den künstlichen Substraten bei $I_s = 2 \%$

Q	Q₁	Q₂	Q₃
R	-0,38	-0,30	-0,50
R²	0,14	0,09	0,25
SD	4,91	8,00	4,12
n	7	9	8
p	0,39	0,42	0,20

Tabelle 8.6: Statistische Parameter aus der Korrelation von x_0 und der mittleren τ_{kr} bei $I_s = 2 \%$

Q	Q₁	Q₂	Q₃
R	-0,84	-0,78	-0,75
R²	0,71	0,61	0,56
SD	0,02	0,04	0,06
n	9	9	9
p	0,005	0,012	0,019

Tabelle 8.7: Statistische Parameter aus der Korrelation von Aggregatstabilität und dem d90 der Aggregatgrößenverteilung

R	R²	SD	n	p
0,70	0,49	0,19	5	0,18

Tabelle 8.8: Statistische Parameter aus der Korrelation des mittleren Erosionsfortschrittes und dem d90 der Aggregatgrößenverteilung

R²	SD	n	p
0,28	1,17	15	0,14

Tabelle 8.9: Statistische Parameter aus der Korrelation von mittlerer Bestandsdauer und dem d90 der Aggregatgrößenverteilung auf natürlichen Böden bei einer Sohlneigung von $I_s = 2 \%$

R²	SD	n	p
0,34	7,38	18	0,04

Tabelle 8.10: Statistische Parameter aus der Korrelation der mittleren Sedimentkonzentration und der Aggregatstabilität t

R²	SD	n	p
0,44	1,16	18	0,012

Tabelle 8.11: Statistische Parameter aus der Regression von mittlerer Sedimentkonzentration und dem d90 der Aggregatgrößenverteilung auf natürlichen Böden bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$

R²	SD	n	p
0,14	1,85	18	0,33

Tabelle 8.12: Statistische Parameter aus der Regression von mittlerer Sedimentkonzentration und der mittleren, initialen Fließgeschwindigkeit auf natürlichen Böden und künstlichen Substraten bei $I_s = 2, 4$ und 6%

Q	Q₁	Q₂	Q₃
R²	0,69	0,86	0,82
n	13	13	13

Tabelle 8.13: Statistische Parameter aus der Korrelation der mittleren Lagerungsdichte mit der mittleren Bestandsdauer von Rillenköpfen

R²	SD	n	p
0,20	7,28	24	0,09

Tabelle 8.14: Statistische Parameter aus der Korrelation der mittleren Fließgeschwindigkeit mit dem mittleren Beginn der Rillenerosion

Q	Q₁	Q₂	Q₃
R	0,87	0,96	0,63
R²	0,75	0,92	0,4
SD	2,25	2,15	2,63
n	6	6	6
p	0,02	0,002	0,18

Tabelle 8.15: Statistische Parameter aus der Korrelation von mittlerer Bestandsdauer und mittlerem Erosionsfortschritt auf natürlichen Böden bei einer Sohlneigung von $I_s = 2\%$

Q	Q₁	Q₂	Q₃
R	0,38	-0,57	-0,92
R²	0,14	0,32	0,84
SD	0,87	1,17	0,59
n	6	6	6
p	0,45	0,24	0,008

Tabelle 8.16: Aufsteigende Rangordnung der mittleren Rillenkopfneubildungsrate im Kleingerinne über ΣQ_{1-3} in Abhängigkeit des Bodens und der Sohlneigung

Boden	Rillenkopfneubildungsrate [$\text{Rill}_{\text{Anz}} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{min}^{-1}$]
FG QM _{uvd} 2 %	0,016
FG QM _{fSS_gSS} _{uvd} 2 %	0,024
FG B4 _{uvd} 2 %	0,027
FG QM _{fSS} _{uvd} 2 %	0,037
FG B4 _{tvd} 2 %	0,037
FG B8 _{uvd} 2 %	0,047
FG B7 _{uvd} 2 %	0,050
FG B5 _{uvd} 2 %	0,062
FG B6 _{uvd} 2 %	0,063
FG B4 _{uvd} 4 %	0,095
FG B4 _{tvd} 4 %	0,110
FG B4 _{tvd} 6 %	0,147
FG B4 _{uvd} 6 %	0,159

Tabelle 8.17: Aufsteigende Rangordnung des mittleren Erosionsfortschrittes Q_{1-3} der Rillenköpfe im Kleingerinne in Abhängigkeit des Bodens und der Sohlneigung

Boden	Neigung [%]	mittlerer Erosionsfortschritt MW Q_{1-3} [$\text{cm} \cdot \text{min}^{-1}$]
FG QM _{uvd}	2	0,3
FG QM _{fSS} _{uvd}	2	0,8
FG QM _{fSS_gSS} _{uvd}	2	1,1
FG B8 _{uvd}	2	1,4
FG B6 _{uvd}	2	1,6
FG B4 _{uvd}	2	2,3
FG B5 _{uvd}	2	2,4
FG B4 _{tvd}	2	2,6
FG B4 _{tvd}	6	4,5
FG B4 _{tvd}	4	4,5
FG B7 _{uvd}	2	4,6
FG B4 _{uvd}	4	4,7
FG B4 _{uvd}	6	5,1

Tabelle 8.18: Aufsteigende Rangordnung der mittleren Bestandsdauer der Rillenköpfe im Kleingerinne über Q_{1-3} in Abhängigkeit des Bodens und der Sohlneigung

Q [$\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$]	Neigung [%]	mittlere Bestandsdauer über Q_{1-3} [min]
FG B4 _{tvd}	6	7,52
FG B4 _{uvd}	6	8,07
FG B4 _{tvd}	4	8,62
FG B4 _{uvd}	4	8,72
FG B7 _{uvd}	2	9,89
FG QM _{fSS} _{uvd}	2	10,33
FG B8 _{uvd}	2	12,65
FG QM _{fSS_gSS} _{uvd}	2	15,1
FG B5 _{uvd}	2	16,18
FG B6 _{uvd}	2	17,99
FG B4 _{tvd}	2	21,18
FG QM _{uvd}	2	21,25
FG B4 _{uvd}	2	27,92

Tabelle 8.19: Aufsteigende Rangordnung der mittleren Sedimentkonzentration über Q_{1-3} in Abhängigkeit des Bodens und der Sohlneigung

Boden	mittlere Sedimentkonzentration über Q_{1-3} [g^*l^{-1}]
FG B8 _{uvd}	3,36
FG B4 _{uvd} 2 %	4,67
FG B6 _{uvd}	4,85
FG B5 _{uvd}	5,71
FG B4 _{tvd} 2 %	5,79
FG QM _{uvd}	6,23
FG QM_fSS_gSS _{uvd}	6,4
FG B7 _{uvd}	6,58
FG QM_fSS _{uvd}	7,96
FG B4 _{tvd} 4 %	22,6
FG B4 _{uvd} 4 %	25,5
FG B4 _{uvd} 6 %	37,1
FG B4 _{tvd} 6 %	37,7

Versicherung

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Arbeit ohne unzulässige Hilfe Dritter und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe; die aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommenen Gedanken sind als solche kenntlich gemacht. Bei der Auswahl und Auswertung des Materials sowie bei der Herstellung des Manuskripts habe ich Unterstützungsleistungen von folgenden Personen erhalten:

Prof. Dr. J. Schmidt

Dr. E. Richert

Dipl. GÖK C. Doerfel

Weitere Personen waren an der Abfassung der vorliegenden Arbeit nicht beteiligt. Die Hilfe eines Promotionsberaters habe ich nicht in Anspruch genommen. Weitere Personen haben von mir keine geldwerten Leistungen für Arbeiten erhalten, die nicht als solche kenntlich gemacht worden sind. Die Arbeit wurde bisher weder im Inland noch im Ausland in gleicher oder ähnlicher Form einer anderen Prüfungsbehörde vorgelegt.

Freiberg, den 26.06.2009